В.Е. ХАИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

АЛЬПИЙСКИЙ СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

В.Е. ХАИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

АЛЬПИЙСКИЙ СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

МОСКВА «НЕДРА» 1984

УДК 551.24(4/6)

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. —М.: Недра, 1984. 344 с.

Приведено описание отдельных складчатых геосинклинальных областей, входящих в альпийский Средиземноморский пояс, протягивающийся от Испании и Марокко до Индонезии. Дается характеристика тектонического строения складчатых областей и систем, основных этапов их развития, отмечаются основные нерешенные проблемы. Изложение сопровождается многими тектоническими, а также палеотектоническими схемами и профилями.

Для геологов, геофизиков и географов; может быть полезна преподавателям и студентам старших курсов геологических факультетов вузов и университетов.

Ил. 86, список лит. — 375 назв.

Рецензент — чл.-корр. АН СССР *Е. Е. Милановский* (МГУ)

$X \frac{1904030000-037}{043(01)-84}$ 65—84

© Издательство «Недра», 1984

ОТ АВТОРА

Настоящая книга представляет собой четвертый выпуск труда автора «Региональная геотектоника». Напомним читателю, что первый выпуск «Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка» вышел в свет в 1971 году, второй выпуск «Внеальпийская Европа и Западная Азия» — в 1977 г., третий — «Внеальпийская Азия и Австралия» — в 1979 г.

Данная книга содержит материал по альпийскому Средиземноморскому поясу Евразии и Северо-Западной Африки. В состав альпийского пояса включены и тесно связанные с альпидами киммериды, переработанные и активизированные в альпийскую эру и вошедшие в состав альпийских горных систем; им принадлежит особенно большая роль в восточной части пояса, к востоку от Урало-Оманского линеамента.

В следующий, последний выпуск «Региональной геотектоники» войдут описание тектонического строения и развития океанских впадин, переходной зоны от Тихого океана к материкам Азии и Австралии (Западно-Тихоокеанский подвижный пояс), а также раздел, обобщающий весь материал по континентам и океанам, помещенный в пяти выпусках данного труда.

Автор благодарит тех, кто предоставил ему свои материалы, в частности М. А. Беэра и Ю. Г. Гатинского; тех, кто помог в подготовке текста рукописи, — А. Г. Окнову, Л. Л. Грохольскую, М. Д. Полторак — и графики к ней — В. Д. Анисимову, Р А. Герасимову, А. Г. Гостеву, М. Г. Павленко, В. А. Рихтер, Л. Н. Ежкову. Искренне признателен автор также Е. Е. Милановскому за полезные замечания и советы.

Глава I

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Альпийский пояс Евразии и Северо-Западной Африки (Магриба), протянувшийся от Гибралтара до Индонезии, достигающий в длину 16 тыс. км и в ширину от 500 до 1500 км, представляет собой четвертую генерацию Средиземноморского геосинклинального пояса. Его предшественниками являются байкальский, каледонский и герцинский пояса. Альпийский пояс практически целиком вписывается в контуры байкальского пояса, разделившего в конце докембрия Евразийский и Гондванский фрагменты Пангеи I. Он также целиком лежит к югу от каледонского пояса, самостоятельно выраженного лишь в Западной Европе и Центральной Азии (Наньшань, Северный Циньлин). Более сложными являются соотношения альпийского пояса с герцинским: на крайнем западе, в Западном Средиземноморье альпийский пояс полностью размещается в пределах герцинского, но далее к востоку лишь его северная часть наложена на герцинский пояс, а южная непосредственно на эпибайкальскую платформу; эти соотношения сохраняются практически до Гималаев включительно. Начиная с Центрального Афганистана и Центрального и Южного Памира и далее в Тибете и Индокитае в северной, северо-восточной и восточной частях «альпийского» пояса существенную роль начинают играть зоны, кратонизированные в раннекиммерийскую (индосинийскую) или позднекиммерийскую эпохи, после этого испытывавшие лишь горообразование. Их включение в состав альпийского пояса в большей мере условно и, кроме того, они наложены в своей значительной части на область проявления герцинского тектогенеза, что особенно очевидно в Индокитае. Киммерийские или герцинские элементы вовлечены в горообразование и деформации альпийского пояса местами и в его более западных частях — Северный Памир, Большой Балхан, Кубадаг, Передовой хребет Большого Кавказа, Горный Крым, Северная Добруджа, Атлас, Юрские горы.

На западе современным ограничением альпийского пояса служит Атлантический океан, но первоначально, до образования последнего в поздней юре, Средиземноморский геосинклинальный пояс включал и Антильско-Карибскую область и лишь на западе последней сливался с Тихоокеанским (Восточно-Тихоокеанским, Кордильерским) поясом. На востоке граница с Западно-Тихоокеанским поясом может быть намечена лишь условно, ибо уже Индонезийская область является переходной к последнему поясу, и если руководствоваться лишь простираниями складчатых структур, то эта граница проходит где-то между Индонезией и Филиппинами и даже, точнее, в пределах восточных Филиппин. По существу же восточная часть альпийского Средиземноморского пояса вместе с центральной частью Западно-Тихоокеанского образуют непрерывное юго-восточное обрамление Азиатского (Евразиатского) континента. Северным ограничением пояса почти на всем его протяжении являются испытавшие кратонизацию в конце палеозоя Средиземноморские герциниды и лишь на отдельных участках байкалиды (Южная Польша) и каледониды (Западная Украина). На юге пояс ограничен герцинидами Магриба, а далее к востоку областью эпибайкальской, а в Индостане добайкальской консолидации. Индонезийский сегмент пояса граничит вдоль Зондского желоба по зоне Беньофа с Индийским океаном.

В продольном направлении альпийский Средиземноморский пояс может быть подразделен на ряд сегментов, или областей с весьма условными границами, а в поперечном направлении — на несколько ветвей, состоящих из четковидно сменяющих друг друга складчатых горных сооружений и разделенных межгорными прогибами и впадинами. С запа-

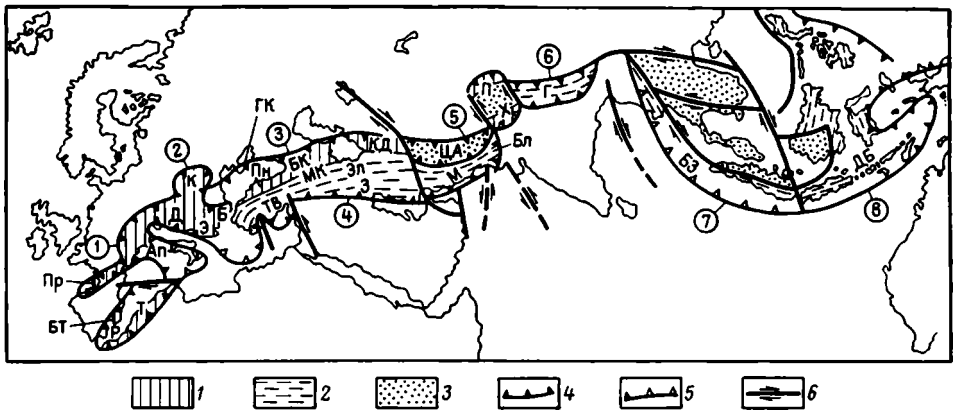


Рис. 1. Схема строения альпийского Средиземноморского пояса. Составлено с использованием схемы Ж. Обуэна и др.

1 — альпиды на герцинском основании; *2* — то же, на байкальском; *3* — киммериды и герциниды, вовлеченные в развитие альпийского пояса; *4* — главные пограничные надвиги; *5* — современные зоны субдукции; *6* — главные сдвиги. Пр — Пиренеи, Бт — Бетская Кордильера, Р — Риф, Т — Телль, Ап — Апеннины, А — Альпы, К — Карпаты, Д — Динариды, Э — Эллиниды, Б — Балканиды, Пн — Понтиды, ТВ — Тавриды, БК — Большой Кавказ, МК — Малый Кавказ, Эл — Эльбрус, З — Загрос, КД — Копетдаг, ЦА — Центральный Афганистан, М — Макран, Б — Белуджистан, П — Памир, Х — Хазара, Г — Гималаи, БЗ — Бирмано-Зондская дуга, ДБ — дуга Банда.

Цифры в кружках: *1* — Западно-Средиземноморская область, *2* — Восточно-Средиземноморская (Карпато-Балкано-Динарская) область, *3* — Крымско-Кавказско-Копетдагская система, *4* — Малокавказско-Иранская область, *5* — Афгано-Белуджистано-Памирская область, *6* — Тибетско-Гималайская область, *7* — Индокитайская область, *8* — Индонезийская область

да на восток могут быть выделены семь областей: Западно-Средиземноморская (Пиренеи, Бетские Кордильеры, Эр-Риф, Телль-Атлас, Апеннины) и Восточно-Средиземноморская (Карпаты, Балканы, Западные Понтиды, Динариды, Эллиниды) области (Альпы образуют соединительное звено между ними), Анатолийско-Кавказско-Иранская (Малый Кавказ, Тавриды, Загрос) с Крымско-Кавказско-Копетдагской передовой складчатой системой, Афгано-Белуджистано-Памирская, Гималайско-Тибетская, Индокитайская (Индобирманские цепи, Юньнань-Малайская и Лаосско-Вьетнамская системы) и Индонезийская (рис. 1).

На большей своей части пояс состоит из двух ветвей. Северная ветвь прослеживается через Пиренеи[1], Альпы, Карпаты, Балканы, Западные Понтиды, Малый Кавказ; к ней можно условно, больше по орографии и неотектонике, отнести Эльбурс и систему Аладаг—Биналуд, а далее к востоку Фарахрудскую зону Афганистана, Центральный и Юго-Восточный Памир, Каракорум. Еще более условно эту ветвь можно протянуть через Центральный Тибет в Юньнань-Малайскую систему до юго-западного Калимантана с ответвлением в виде Лаосско-Вьетнамской системы.

Южная ветвь начинается на западе Бетскими Кордильерами, которые через Балеарский архипелаг и далее в обход с востока Сардинии и Корсики первоначально могли сочленяться с Альпами и Апеннинами, а ныне через Гибралтарскую дугу переходят в Эр-Риф, Телль-Атлас и через Сицилию и Калабрию в те же Апеннины, приходящие на севере в сочленение с Альпами. Через Южные Альпы может быть намечено соединение с Динаридами, которые далее к юго-востоку непрерывно сменяются Эллинидами, Тавридами, а затем подставляются Загросом, который через Оман и Макран продолжается в Белуджистанские цепи (Сулейман — Киртар) и далее через Хазару в Гималаи. На юго-востоке к ним причленяются Индобирманские цепи, протягивающиеся через Андаманский и Никобарский архипелаги в Зондско-Бандскую дугу, могущую быть прослеженной через восточный Сулавеси вплоть до о. Минданао (Филиппины).

[1] Пиренеи, как будет показано ниже, не входят в главный «ствол» альпийского пояса и представляют его побочную ветвь.

В качестве самостоятельной, побочной ветви выделяется Северо-Добруджинско-Крымско-Большекавказско-Копетдагская ветвь, которая слепо заканчивается (вырождается) на западе, не достигнув Карпат (она могла сочленяться с ними в раннем мезозое) и на востоке, примыкая с севера к Аладаг-Биналудской системе и переходя в киммериды Северного Афганистана.

Сказанное следует сопроводить двумя существенными оговорками. Во-первых, эти ветви альпийского пояса и составляющие их складчатые горные сооружения в современном виде представляют порождение новейшего, олигоцен-четвертичного (неотектонического) этапа развития, так же как и разделяющие их впадины и массивы. Первоначальное представление о соответствии современных межгорных впадин срединным массивам и о стабильной природе последних ныне не может поддерживаться. Межгорные впадины могут накладываться на части смежных складчатых систем (Паннонская, Трансильванская впадины), а «срединные массивы» — являться огромными тектоническими окнами гондванского форланда (Мендересский, Киршехирский массивы в Анатолии), шарьированными пластинами кристаллического основания альпийского геосинклинального комплекса (Родопский, Сербско-Македонский, Пелагонийский, Кикладский массивы), гетерогенными образованиями, находящихся в сложных, в том числе сдвигово-шарьяжных соотношениях (Паннонский, Центрально-Иранский массивы). Лишь немногие массивы, например, Закавказский, частично соответствуют первоначальному понятию срединных массивов, но и они отличаются высокой степенью тектоно-магматической переработки.

Во-вторых, переход от одних звеньев ветвей альпийского пояса к другим совершается далеко не постепенно, а обычно через поперечные разрывы, нередко сдвиги (древние трансформы), и между смежными звеньями обнаруживаются существенные различия. Поэтому прослеживание отдельных ветвей представляет операцию в значительной мере условную, и их единство не должно переоцениваться. В еще большей степени это относится к попыткам «протягивания» отдельных зон от одного складчатого сооружения к соседним, упражнение, которое французские геологи иронически называют «цилиндризмом». Тем не менее в ряде случаев такое «протягивание» возможно, например, из Альп в Карпаты и далее в Балканы, из Динарид в Эллиниды и Тавриды.

В западную и крайнюю восточную части альпийского Средиземноморского пояса вкраплены глубоководные впадины Средиземного, Черного и Каспийского морей; Оманского залива, морей Сулу, Сулавеси, Банда, Серам с корой океанского или субокеанского типов. Эти впадины формировались в основном с олигоцена — миоцена, одновременно с образованием горных сооружений альпийского пояса, т. е. на заключительном этапе его развития.

Характерными особенностями альпийского Средиземноморского пояса являются, во-первых, широкое распространение офиолитов, свидетельствующее о значительных размерах впадин с корой океанского типа на начальной стадии развития пояса, во-вторых, широкое распространение флиша в диапазоне верхняя юра — палеоген, указывающее на появление многочисленных невулканических островных дуг и, в-третьих, исключительно большое развитие шарьяжей с горизонтальными перемещениями нередко более, чем на сотни километров. Фронты шарьяжей ограничивают пояс с обеих сторон на большей части его протяжения (см. рис. 1). Однако по масштабам орогенного вулканизма и гранитоидного плутонизма альпийский Средиземноморский пояс явно уступает предшествующему герцинскому.

Геосинклинальный бассейн, отвечающий будущему альпийскому складчатому поясу, зародился в поздней перми — триасе как эпиконтинентальное море и приобрел характер океанского бассейна, типа современной Северной Атлантики в начале юры (на востоке, возможно, раньше). В 1883 г. это морское пространство было названо М. Неймайром

«центральным Средиземным морем» («Мезогея» французской литературы), а в 1893 г. Э. Зюсс переименовал его в «Тетис». Исходным фактором для установления существования подобного бассейна явилось удивительное сходство триасовых фаун Альп и Гималаев, которое вскоре, в 90-е годы XIX века было распространено на фации, причем не только триаса, но и юры, и не только Гималаев, но и Центральной Америки, с одной стороны, Индонезии—с другой [Jenkyns, 1980].

Такие образом, палеогеографическое единство альпийского пояса Евразии и Северо-Западной Африки было установлено значительно раньше, чем палеотектоническое и структурно-тектоническое. Контуры альпийского пояса в пределах Европы и Магриба были впервые намечены на тектонических схемах Ф. Н. Чернышева (1915 г.) и Г. Штилле (1924 г.), а в пределах Старого Света в целом — на схеме Л. Кобера (1928 г.) и Азии — А. Борна (1930—1932 гг.). Свое более детальное отображение альпийский Средиземноморский пояс нашел на Международной тектонической карте Европы (1-е издание, 1964 г. и 2-е издание, 1981 г.) и на изданной в СССР Тектонической карте Евразии (1966 г.). В объяснительных записках к этим картам [Тектоника Евразии, 1966; Тектоника Европы и смежных областей, 1978] можно найти относительно полное описание структуры и отчасти истории развития пояса.

Поворотным моментом в изучении альпийского пояса явился 1903 г., когда П. Термье доложил на Венской сессии Международного геологического конгресса свою покровную модель строения Альп, вскоре (1905—1907 гг.) распространенную В. Улигом, М. Лимановским и Г. Мургочем на Карпаты. За этим последовало установление надвигов и шарьяжей в других звеньях альпийского пояса, и к настоящему времени лишь в отдельных элементах этого пояса, таких как Пиренеи, Большой Кавказ, Копетдаг и Эльбурс, они имеют подчиненное значение.

В то время как в трудах Э. Зюсса[1] и особенно Л. Кобера происхождение и формирование структуры пояса рассматривалось с позиций фиксизма и контракционной гипотезы, Э. Арган (1922 г.) и Р. Штауб (1926 г.) вдохновленные идеями А. Вегенера, предложили мобилистскую трактовку проблемы. Эта трактовка, первоначально встреченная с большим интересом, затем как будто полностью утратила свое значение , но с возрождением мобилистских представлений в форме тектоники плит вновь оказалась в центре внимания. Были предприняты попытки [Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977] разработать плитно-тектонические модели для западной части пояса, а на 26-й сессии Международного геологического конгресса в Париже был проведен специальный коллоквиум на тему «Геология альпийских складчатых цепей, возникших из Тетиса» [Geologie des chaines alpines..., 1980]. В сборнике докладов этого коллоквиума мы находим наиболее полное с точки зрения географического охвата и современное по методическому подходу освещение строения и истории данного пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Тектоника Евразии. М., Наука, 1968. 488 с.

Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М., Наука, 1978.

Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. — In: Structural History of the Mediterranean Basins. P.: Technip, 1977, p. 143—164.

Dewey J. F., Pitman W. C. III., Ryan W. B. F. a. *Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Geol. Soc. Am. Bull., 1973, v. 84, p. 3173—3180.

Jenkyns H. C. Tethys: past and present. Proc. Geol. Assoc., 1980, v. 91, p. 107—118.

Geologie des chaîne alpines issues de la Tethys. Mem. BRGM, № 115, 1980.

[1] Э. Зюссу не были вполне чужды и мобилистские идеи — он писал о том, что образование Тетиса предшествовало образованию Атлантики, а современная Азия возникла в результате слияния Ангариды с Индостанским фрагментом Гондваны [Jenkyns, 1980].

Глава II

АЛЬПЫ И ЗАПАДНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

Альпы не только орографически, но и тектонически занимают центральное и господствующее положение в альпийском поясе Европы, Северо-Западной Африки и Малой Азии. Вместе с Западными Карпатами Альпы наиболее далеко выдвинуты к северу, и на их участке альпийский пояс, подпираемый с юга древней Адриатической глыбой — выступом, или отторженцем Африканского кратона, максимально сужен и представлен лишь покровным сооружением самих Альп. К западу и востоку картина существенно меняется, пояс сильно расширяется, а строение его делается более сложным. Альпы являются как бы связующим звеном между Западно-Средиземноморской и Восточно-Средиземноморской областями, сочленяясь на западе с Пиренеями (через Прованс), на юге с Апеннинами, на юго-востоке с Динаридами и на северо-востоке с Карпатами.

В данной главе, помимо Альп, являющихся к тому же классическим регионом, тектонотипом альпийской тектоники, будет рассмотрено строение Западно-Средиземноморской области. Эта область (рис. 2) состоит из почти замкнутой сложной петли складчатых систем, которая, если следовать от Альп через Апеннины и далее по часовой стрелке, включает Калабрию и северную Сицилию, Телль-Атлас и Эр-Риф в Магрибе, Бетскую Кордильеру и Балеарские о-ва и здесь обрывается глубоководным Алжиро-Прованским бассейном. При взгляде на современную карту прежде всего напрашивается соединение с Пиренеями, но новейшие данные показывают, что Пиренеи через Лионский залив и Прованс со-

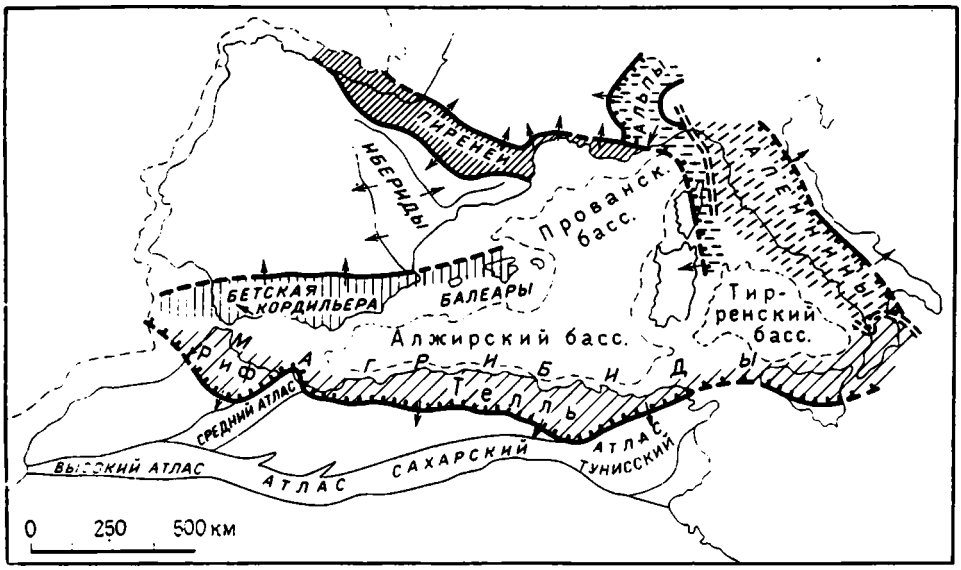


Рис. 2. Альпийские сооружения Западного Средиземноморья (по М. Дюран-Дельга и Ж. М. Фонтботе)

Стрелки указывают направление господствующей вергентности внешних зон (третичные фазы) различных сооружений; пунктиром в море оконтурены глубоководные впадины с предположительно океанской корой; жирными линиями и пунктиром показаны периферические надвиги, доказанные и предполагаемые, двойной жирный пунктир — линия раздела между Альпами и Апеннинами

членяются непосредственно с Приморскими Альпами. Что же касается Бетско-Балеарской системы, то ее первоначальное продолжение усматривается вдоль восточной подводной окраины Сардинии с учетом того, что Корсо-Сардинский массив, по палеомагнитным данным, занимал место непосредственно к югу от континентального склона южной Франции, а затем в олигоцене—миоцене развернулся против часовой стрелки, в результате чего и произошло раскрытие Алжиро-Прованского бассейна. Пиренеи, таким образом, являются слепым отростком Западно-Средиземноморской петли и занимают интракратонное положение — между основной частью Мезоевропы и ее Иберийским блоком, чем и объясняется их относительно простая структура.

Внутри очерченной таким образом петли, сложившейся в основных чертах к олигоцену, находятся глубоководные бассейны, возникшие в это же время или несколько позднее, в миоцене. Это Алжиро-Прованский бассейн с северо-восточным Лигурийским, северо-западным Балеарским и юго-западным Южно-Балеарским—Альборанским ответвлениями и Тирренский бассейн значительно меньших размеров.

Рассматриваемая область отличается весьма высокой степенью геологической (и геофизической) изученности, хотя вследствие исключительно большой сложности строения и истории многие даже кардинальные вопросы, как мы увидим ниже, остаются и поныне нерешенными. Если говорить об Альпах, то их действительная структура была раскрыта лишь после установления шарьяжного строения, в чем немалая заслуга принадлежала М. Бертрану, и создания на этой основе первого синтеза П. Термье, доложенного на Венской сессии Международного геологического конгресса в 1903 г. Теперь, спустя восемь десятилетий, можно констатировать, что схема Термье во всех основных чертах сохранила свое значение и лишь подверглась уточнению и детализации. К первой четверти XX века относится создание А. Геймом (1921—1922 гг.) капитального труда по геологии Швейцарских Альп, а также появление книги Л. Кобера «Альпийская Европа» (1930 г.), написанных с контракционистских позиций. Эпохальное значение имела работа Э. Аргана (1922 г.), в которой на основе гипотезы А. Вегенера была высказана идея об образовании Альп в результате коллизии между Африкой и Евразией. Все значение этой идеи Аргана было оценено лишь в последние два десятилетия, после возрождения мобилизма в виде «тектоники плит», в то время как 30-е —50-е годы не внесли ничего принципиально нового в наши знания о тектонике и эволюции Альп. Современные представления об Альпах суммированы в работах Ж. Дебельмаса и М. Лемуана по Французским Альпам, Р. Трюмпи—по Швейцарским, А. Тольмана, Р. Оберхаузера, С. Прея — по Австрийским. Краткий общий синтез можно найти в статьях, вошедших в отдельные сборники [Тектоника Европы..., 1978; Geólógie des chaines alpines, 1980].

Что касается Западного Средиземноморья в целом, то здесь ведущая роль, бесспорно, принадлежит французским исследователям, которые, помимо Альп и Пиренеев, имели возможность работать в странах Магриба, а также активно участвовали в изучении Апеннин и особенно Бетской Кордильеры. Классическими явились труды П. Фалло и Л. Гланжо и их учеников, среди которых А. Кэр и М. Дюран-Дельга являются авторами наиболее современных обобщений [Caire, 1971; Durand-Delga, 1969], не считая статей в «Geólógie des chaines alpines...» Материал по глубоководным бассейнам, которые подверглись интенсивным геолого-геофизическим исследованиям, включая бурение, лишь в 70-е годы сведен в томе 4 (1970 г.) издания «The Sea» и в томе 4 (1978 г.) серии «The Ocean basins and margins». Существенный вклад в познание структуры этих бассейнов внесен советскими экспедициями, материалы которых обобщены Я. П. Маловицким (1978 г.).

2. Альпы. Тектоническая зональность и структура

Альпы — одна из наиболее детально исследованных складчатых горных систем мира. Данные по Альпам сыграли выдающуюся роль в разработке учения о геосинклиналях и орогенах. Однако исключительно сложное строение обусловило нерешенность до настоящего времени многих кардинальных вопросов структуры и особенно палеотектоники Альп. В основе общей модели их строения лежат высказанные в самом начале нашего века идеи М. Люжона и П. Термье о покровной структуре Альпийского сооружения. Эти идеи были восприняты практически всеми последующими исследователями; на них был основан классический труд Альберта Гейма «Геология Швейцарии» (1921—1922 гг.). Число общих сводок по геологии Альп немногочисленно; это объясняется не только сложностью создания подобного синтеза, но и тем обстоятельством, что разные части Альп принадлежат разным государствам — Франции, Швейцарии, ФРГ, Австрии, Италии и соответственно литература публикуется на трех языках. Поэтому после краткой сводки швейцарского геолога Л. У. Колли «Структура Альп» (1927 г.), изданной на английском языке, следующей работой такого рода явился недавно опубликованный более объемистый труд западно-германского ученого М. Гвиннера «Геология Альп» (1971 г.). Ценной особенностью книги Гвиннера является то, что огромный фактический материал в ней суммирован не столько в текстовой, сколько в графической и табличной форме. Этот опыт М. Гвиннера был повторен в расширенном виде М. Лемуаном (1978 г.). Большую ценность имеют недавние обобщающие работы французских геологов Ж. Дебельмаса и др. по Западным Альпам (1980 г.), швейцарского геолога Р. Трюмпи по Центральным и Западным Альпам (1980 г.) и австрийского геолога А. Тольмана по Восточным Альпам (1977 г.) и по Альпам и Карпатам в целом (1966 г.). Наиболее современными сводками являются очерк по Альпам в объяснительной записке к Международной тектонической карте Европы [Тектоника Европы..., 1978] и в трудах коллоквиума 26-й сессии МГК [Geologie des chaines alpines..., 1980].

Альпы простираются в виде дуги, выпуклой к северо-западу от западных окрестностей Генуи на Средиземном море до Вены на Дунае, имея общую длину около 1000 км и ширину до 200 км (рис. 3). Их обычно подразделяют на два сегмента: Западные и Восточные длиной до 500 км с границей примерно вдоль верховьев Рейна и Адды (или от Боденского озера на севере до озера Комо на юге). Но иногда (например, в работах Р. Трюмпи) Западные Альпы понимают у́же, только как Франко-Итальянские Альпы (длина ~300 км), выделяя Итало-Швейцарские Альпы в качестве Центральных Альп (длина 200 км). Тектоническая зональность, установленная для Западных Альп, довольно существенно отличается от принятой для собственно Восточных Альп; Центральные Альпы в известной мере играют роль переходного сегмента. На западе в Альпы упирается восточное продолжение Пиреней, на востоке они переходят в Карпаты, на юго-востоке к ним примыкают Динариды, на юге с Альпами смыкаются Апеннины.

На севере Восточные и Центральные Альпы отделяются от Западно-Европейской эпигерцинской платформы Предальпийским передовым прогибом. Этот прогиб максимальной шириной около 80 км в Баварии сливается в районе севернее Вены с начинающимся восточнее Дуная аналогичным Предкарпатским прогибом (их частично разделяет южный выступ Богемского массива) и замыкается на юго-западе несколько южнее Женевского озера, в Савойе. Здесь с передовыми складками Альп смыкаются юго-западные складки Юрских гор, представляющих собой деформированную в связи с альпийским тектогенезом окраину осадочного чехла Западно-Европейской платформы. Складчатая зона Юрских гор («Складчатая Юра») протягивается лишь перед фронтом Центральных (Швейцарских) Альп, сменяясь к востоку от Рейна неде-

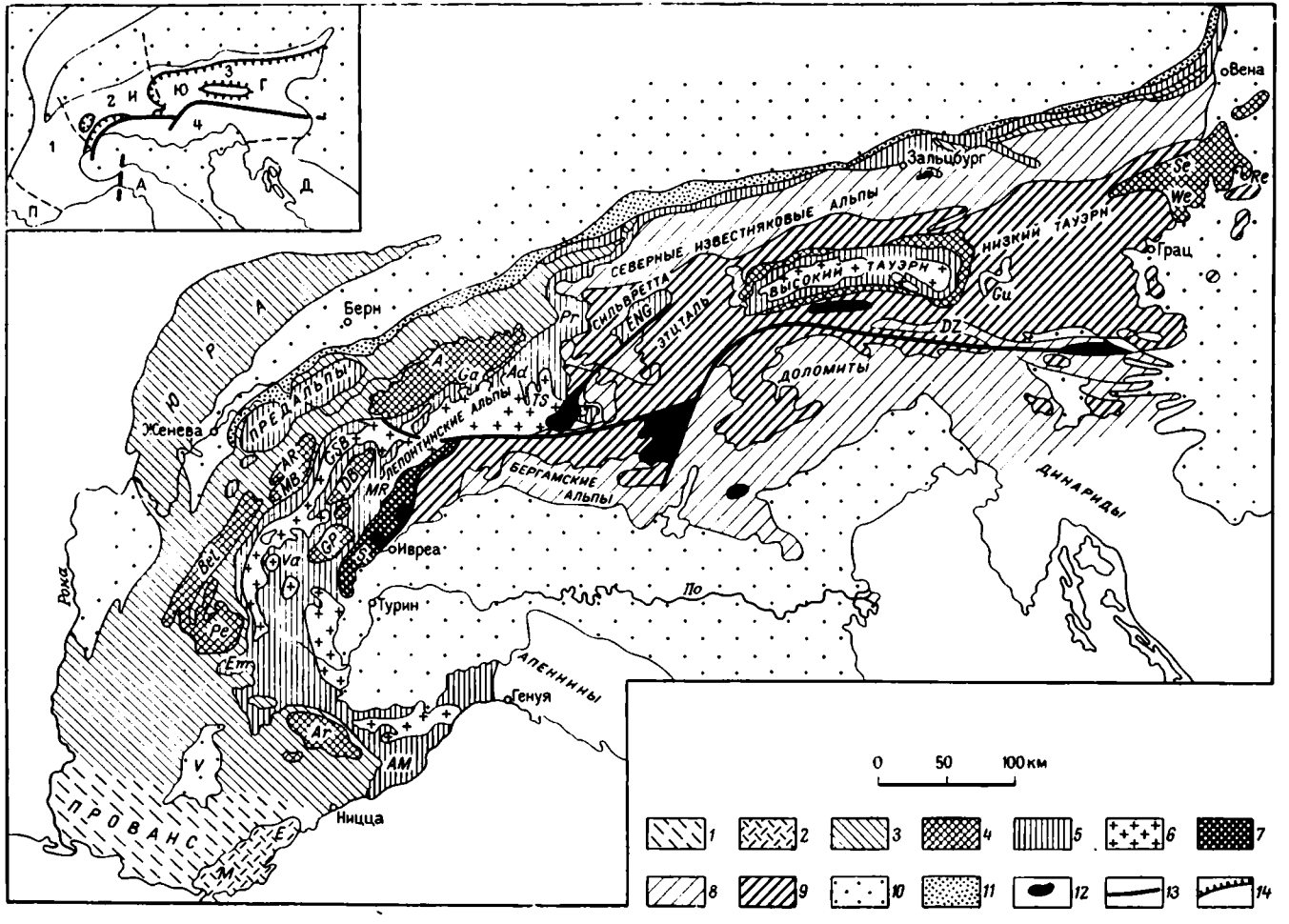


Рис. 3. Структурная схема Альп («Тектоника Европы...», 1978)

Прованс: *1* — чехол, *2* — фундамент; Гельветский и Ультрагельветский комплексы: *3* — чехол, *4* — фундамент; Пенниский комплекс: *5* — чехол, *6* — фундамент, *7* — Нижний Австро-Альпийский комплекс; Верхний Австро-Альпийский комплекс: *8* — чехол, *9* — фундамент; *10* — молосса; *11* — субальпийская молосса (внутренний борт передового прогиба. — *В. Х.*); *12* — альпийские гранитоиды; *13* — Периадриатический шов; *14* — основные надвиги.

А — Аар, *А. М.* — Приморские Альпы, *AR* — Эгюий Руж, *Ar* — Аржентера, *Bel* — Бельдонн, *ДВ* — Дан-Бланш, *ДМ* — Дора-Майра, *DZ* — Драуцуг, *E* — Эстерель, *Em* — Эмбрюне, *ENG* — Энгадин, *Go* — Готтард, *GP* — Гран-Парадизо, *GSB* — Большой Сен Бернар, *Gu* — Гурктал, *M* — Мор, *MB* — Монблан, *MR* — Монте-Роза, *Pe* — Пельву, *Re* — Рехниц, *S* — зона Сезия, *Se* — Земмеринг, *V* — Валенсоль, *Va* — Ванноуаз, *We* — Вехсель

Цифры на врезке: *1—4* — Альпы: *1* — Западные, *2* — Центральные, *3* — Восточные, *4* — Южные; *А* — Апеннины, *Д* — Динариды, *П* — Прованс, *И* — Инсубрийская линия, *Ю* — Юдикарийская линия, *Г* — линия Гайля

формированной Южно-Германской плитой. В связи с отсутствием типичного передового прогиба перед Южными (Франко-Итальянскими) Альпами проведение здесь внешней (западной) границы Альпийской складчатой системы становится затруднительным. Обычно принимается, что к северу от нижнего течения р. Дюранс — последнего крупного левого притока Роны, Субальпийские цепи ограничиваются молодой Ронской (Валенсольской) впадиной. Несмотря на то что Ронская впадина вполне одновозрастна основному Предальпийскому прогибу, выполнена сходной по составу молассовой формацией и в течение раннего и среднего миоцена составляла с ним единый седиментационный бассейн, ее обычно рассматривают не в качестве альпийского передового прогиба, а скорее как элемент, пересекающий внеальпийскую Европу молодой рифтовой системы, включающей на севере Рейнский грабен. Действительно, на севере Ронская впадина, продолжаясь в меридиональном направлении вдоль долины р. Соны — притока Роны, все дальше отклоняется от Альп (вернее, Альпы от грабена Роны — Соны). На юге ее продолжение — впадина дельты Роны (Камарг) также не имеет прямого отношения к Альпам; она наложена на восточное продолжение Пиренейской системы. Видимо, правильнее всего считать, что южная часть Ронской впадины совмещает черты элемента возникшей в олигоцене трансевропейской рифтовой системы и южного звена зоны предальпийских прогибов.

Вдоль нижнего широтного отрезка долины р. Дюранс фронт собственно Альпийской системы круто поворачивает к востоку, в направлении Ниццы. Здесь Альпийская система приходит в соприкосновение со складками Прованса, рассматриваемыми как восточное окончание Пиренейской системы, отличающейся несколько более ранним возрастом главной складчатости (конец эоцена вместо олигоцена—миоцена). В фациальном же и формационном отношениях Прованские складки не отличаются от собственно Субальпийских.

Возвращаясь к собственно Предальпийскому прогибу, отметим, что он выполнен молассой олигоцен-миоценового возраста (на востоке включающей понт) максимальной мощностью до 6 км и лежит почти целиком на платформенном основании, полого моноклинально погружающемся в сторону Альп. Кристаллический фундамент основания перекрыт очень маломощным чехлом платформенных карбонатных осадков верхней юры, верхнего мела и эоцена. Нижняя, олигоценовая моласса во внутреннем борту с резким несогласием перекрывается верхней, миоценовой; каждое из этих подразделений состоит из «морской молассы» внизу и «пресноводной» вверху, причем верхняя моласса, по крайней мере вблизи Альп, — грубее нижней. Обычная для передовых прогибов асимметрия очень резко выражена в Предальпийском прогибе — его внутреннее, деформированное крыло, выделяемое под названием «субальпийской молассы», намного у́же внешнего—«молассы форланда». Истинная ширина внутреннего крыла все же много больше обнаженной, ибо значительная его часть тектонически перекрыта надвинутыми с юга внешними зонами Альп. Структура внутреннего крыла типично гребневидная (эжективная), с узкими, осложненными взбросо-надвигами антиклиналями с ядрами из глинистой нижней молассы и широкими синклиналями, выполненными более высокими горизонтами молассовой формации. Сложнее всего структура молассы, естественно, близ фронта Альп; здесь в нижней молассе наблюдаются лежачие чешуи, запечатанные несогласно лежащим миоценом.

Внешней зоной собственно Альп является зона развития известняково-мергельных эпиконтинентальных отложений юры и мела, подстилаемых вполне платформенным триасом германского типа. Она известна в Восточных и Центральных Альпах под названием Гельветской зоны, а в Западных Альпах — Дофинейской. Дофинейская зона обладает наибольшей шириной и наиболее простым, чешуйчато-складчатым строением. Она деформирована дисгармонично по отношению к фундаменту, но лишь местами и незначительно надвинута на молассу Рон-

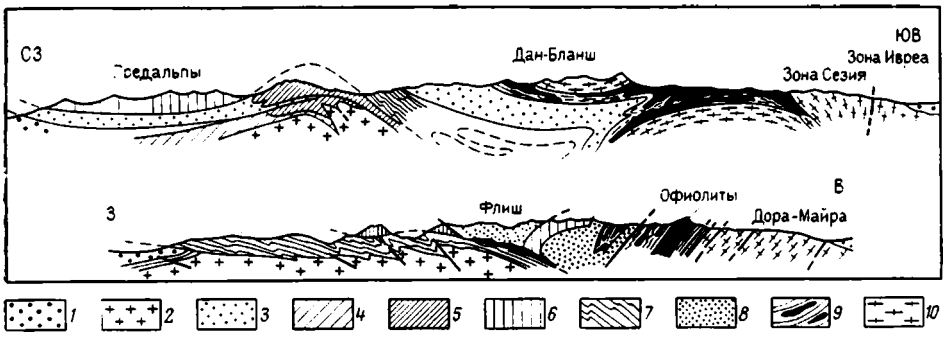


Рис. 4. Профили через пограничную зону Западных и Центральных Альп (по Ж. Дебельмасу).

1 — моласса; *2* — кристаллический фундамент внешних массивов; *3* — автохтонная оболочка внешних массивов; *4* — гельветские покровы; *5* — ультрагельветские покровы; *6* — покровы Предальп, включающие элементы зон от Валисской до Австро-Альпийской; *7* — «блестящие сланцы» Валисской зоны; *8* — покров Большого Сен Бернара (Бриансонская зона); *9* — «блестящие сланцы» Пьемонтской зоны; *10* — кристаллический комплекс Дан-Бланш, Сезиа, Ивреа и Дора-Майра (Австро-Альпийская зона)

ской впадины (рис. 4). Гельветская зона полностью сорвана со своего фундамента и обладает уже покровным строением. В пределах Восточных Альп ее ширина резко уменьшается, во многом в связи с тектоническим перекрытием следующей к югу зоной — флишевой.

Элементом той же Внешней зоны Альп являются Внешние кристаллические массивы (Монбланский, Аарский и др.), представляющие собой выступы доальпийского фундамента, обнажившиеся в период орогенного поднятия Альп в связи с эрозией их молодой осадочной оболочки. По новым данным, эти массивы испытали существенное надвигание к северу. Тыльная часть Дофинейской и Гельветской зон, происходящая из области Внешних массивов и прогиба позади них и сложенная более глубоководными фациями, известна соответственно под названием ультрадофинейской и ультрагельветской («ультра» в смысле «за», «по ту сторону»). Ультрагельветские покровы восточной Швейцарии образованы флишем.

Внутренняя область Западных и Центральных Альп, известная под собирательным названием Пеннинской, подразделяется на три зоны: Валисскую, Бриансонскую и Пьемонтскую (или собственно Пеннинскую). Валисская (Северопеннинская) зона развита почти целиком в Швейцарских Альпах и выклинивается к югу от Монблана. Она сложена мощными троговыми образованиями известковистых сланцев юры — нижнего мела, среди которых на юге в небольшом количестве известны офиолиты, и флишем верхнего мела — низов палеогена. Предполагается, что основанием этого прогиба полностью переработанном на альпийском этапе служили триасовые гнейсы нижнепеннинского комплекса (группа Симплон — Тичино), образующие южнее ряд покровов в виде огромных лежачих складок (Антигорио, Монте-Леоне и др.). Связь Валисской флишевой зоны с флишевой зоной Восточных Альп оспаривается А. Тольманом, который считает, что последняя относится уже к Внешней области Альп и, следовательно, скорее является продолжением ультрагельветского флиша. По мнению этого же исследователя, а также М. Лемуана, сланцы Валисской зоны обнажаются вновь в Восточных Альпах значительно южнее Флишевой зоны, в Энгадинском тектоническом окне среди австро-альпийских покровов.

Бриансонская (Среднепеннинская) зона, в противоположность Валисской, классически представлена в Южных, Французских Альпах. Здесь ей соответствовала «геоантиклиналь», вернее карбонатная платформа, которая существовала с начала альпийского цикла и характеризовалась развитием мелководных фаций, сокращенными мощ-

ностями и крупными перерывами. К западу от Брианcонской зоны во Франции выделяется переходная к Дофинейской Суббрианcонская зона, в настоящее время частично перекрытая Брианcонской. Фации Суббрианcонской зоны родственны дофинейским, но резкое сокращение мощностей указывает на связь с Брианcонской «геоантиклиналью». Брианcонская зона прослеживается на юг до района Савоны на побережье Лигурийского моря; ее элементы устанавливаются в северо-восточной части Корсики. При этом тыльная, восточная часть Брианcонской зоны вместе с прилегающей Пьемонтской приобретают уже восточную вергентность (см. нижний профиль рис. 4) в результате вторичного опрокидывания в сторону Паданского молассового прогиба — так называемый ретрошарьяж. Сама Брианcонская зона имеет здесь уже форму веера. В северо-восточном направлении она продолжается в Швейцарские Альпы через покров Гран-Сен-Бернара и некоторые другие, сложенные доальпийским кристаллическим фундаментом, но на границе с Восточными Альпами исчезает под покровами более южной Восточно-Альпийской (Австроальпийской) зоны. Предполагается, что аналоги брианcонских образований появляются вновь еще восточнее в крупном тектоническом окне Высокого Тауэрна («центральные гнейсовые ядра»).

Наиболее внутренняя зона Пеннинской области — Пьемонтская (Южнопеннинская), подобно Брианcонской, лучше всего выражена в Западных Альпах, в пограничной полосе между Францией и Италией. Наиболее характерными элементами Пьемонтской зоны являются, с одной стороны, формация блестящих, точнее известково-слюдистых, сланцев юрско-раннемелового возраста и, с другой стороны, офиолитовый комплекс, включающий как лавы, так и полнокристаллические породы основного и ультраосновного состава. Оба эти комплекса тесно связаны друг с другом, образуя типичную сланцево-офиолитовую ассоциацию. Более молодой член разреза зоны — верхнемеловой флиш — «флиш с гельминтоидами» (т. е. ходами червей, фукоидами, как их обычно именуют). Кроме того, в пределах Пьемонтской зоны известен ряд выступов доальпийского основания — это Внутренние кристаллические массивы Монте-Роза, Гран-Парадизо, Дора-Майра и др.; в последнее время их выделяют вместе с перекрывающими безофиолитовыми сланцами во Внешне-Пьемонтскую зону [Debelmas, Kerckhove, 1980], очевидно энсиалическую. Внутренние кристаллические массивы внешне выглядят как купола, а в действительности представляют антиформно смятый пакет покровов, что доказывается наличием тектонических окон. В состав метаморфического комплекса здесь входит и верхний палеозой.

Собственно Пьемонтская зона в сильно редуцированном виде, местами лишь предположительно прослеживается на юге Швейцарских Альп, а затем исчезает под восточно-альпийскими покровами. «Блестящие сланцы», выступающие в Восточных Альпах в тектоническом окне Высокого Тауэрна, рассматриваются А. Тольманом как продолжение пьемонтских, в то время как М. Лемуан относит их, подобно энгадинским, к продолжению Валисской зоны.

Образования Пеннинской области в целом не только надвинуты на образования Внешней, Гельветской области Альп, но и слагают уже на самой границе с передовым прогибом, с частичным перекрытием последнего огромный синформный покров Предальп, возвышающихся по обе стороны восточного конца Женевского озера. Восточнее они образуют серию клиппов — свидетелей размытого покрова, в том числе знаменитых клиппов Фирвальдштедского озера. Это одно из наиболее ярких и впечатляющих проявлений покровной тектоники в Альпах.

Третьей крупной структурно-формационной областью Альп является Южно-Альпийская вместе с Восточно-Альпийской (Австроальпийская). В Западных и Центральных Альпах эта область граничит с Пеннинской по крупному глубинному разлому — Инсубрийскому, или линии Ивреа — Канавезе. С зоной Ивреа связана весьма примечательная положительная гравитационная аномалия: вы-

ходы чрезвычайно любопытной ассоциации метаморфических и магматических горных пород, включая эклогиты и перидотиты. Все это интерпретируется как результат выведения на поверхность в альпийском этапе низов герцинской континентальной коры и верхов подстилающей мантии (перидотиты Ланцо). На границе с Восточными Альпами Инсубрийский разлом сменяется к северо-востоку косопоперечным по отношению к нему Юдикарийским разломом («Юдикарийская линия») — правым сдвигом; его дальнейшее продолжение к востоку известно как Гайльский разлом («линия Гайля», по долине одноименной реки, правого притока р. Дравы). К этой системе разломов объединенной в Периадриатический шов и рассматриваемой как сутура между сомкнувшимися при закрытии Пьемонтского бассейна континентами Европы и Африки, тяготеют плутоны альпийских гранитоидов, из которых самый крупный, массив Адамелло находится в «вилке» между Инсубрийским и Юдикарийским разломами. По форме эти плутоны представляют собой явно секущие штоки от первого десятка до 50 км в поперечнике; их радиометрический возраст отвечает олигоцену— раннему миоцену.

Южноальпийская область отличается прежде всего полным отсутствием проявлений альпийского метаморфизма — породы доальпийского основания по обе стороны Периадриатического шва, на расстоянии сотни километров дают на севере альпийские радиометрические даты, на юге герцинские и более древние. Кристаллический фундамент перекрыт континентальными обломочными молассового типа осадками верхнего палеозоя, в верхнем карбоне угленосными, в нижней перми принимающими форму грубой красноцветной, нередко с кислыми вулканитами молассы веррукано, а в верхах перми содержащими прослои известняков с морской фауной. Очень своеобразен и мезозойский разрез: для него характерно развитие морского карбонатного со значительным участием доломитов триаса (начиная с кампиля или аниза) и карбонатной же юры, с радиоляритами в доггере — мальме, указывающими на углубление моря. Карбонатная формация с чередованием во времени и пространстве мелководных и глубоководных фаций продолжается и в мелу, а в палеогене (местами уже в верхах мела) появляется флиш, наиболее широко развитый на востоке, севернее Венеции.

Южные Альпы резко отличаются от остальной части Альп также своей гораздо более спокойной структурой. Карбонатные толщи мезозоя, подстилаемые верхнепалеозойской молассой, образуют крупные пологие складки, нарушенные крутыми взбросо-надвигами. Пологие надвиги и шарьяжи пользуются ограниченным распространением. Общая вергентность, в противоположность Северным Альпам, южная. По положению зеркала складчатости и кровли фундамента намечается общее ступенчатое погружение последнего к югу, в сторону Ломбардского межгорного прогиба, отделяющего Альпы от Апеннин.

Структура заметно усложняется на востоке близ Гайльского разлома, к югу от которого протягиваются Карнийские Альпы с геосинклинальным разрезом среднего и нижнего палеозоя, и особенно на западе Инсубрийского разлома. В полосе последнего выделяется несколько узких зон (зоны Сезия — Ланцо и Канавезе на северо-западе, зона Иврея — на юго-востоке), представляющих тесное чередование узких субвертикальных чешуй. Эта полоса со времени Э. Аргана считается «областью корней» западно- и центральноальпийских шарьяжей.

Южные Альпы весьма сходны по своему разрезу и характеру строения с Внешними зонами Динарид, с которыми они смыкаются на востоке, в Словении. Поэтому они нередко рассматриваются, например Ж. Обуэном, как единая Итало-Динарская область, надвинутая к северу (северо-западу) на собственно Альпийскую геосинклиналь.

Восточные Альпы отличаются от Западных и Центральных Альп прежде всего тем, что образования Внешней — Гельветской и Внутренней, вернее Центральной — Пеннинской областей здесь тектонически

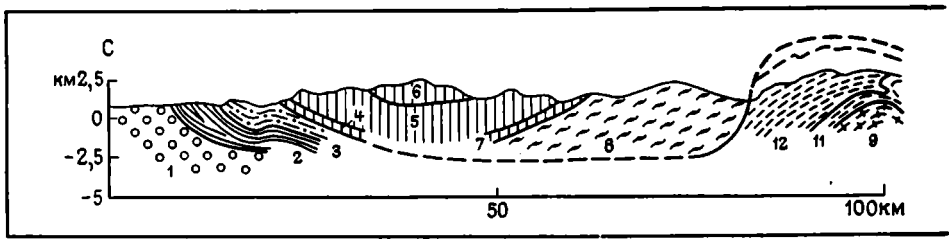


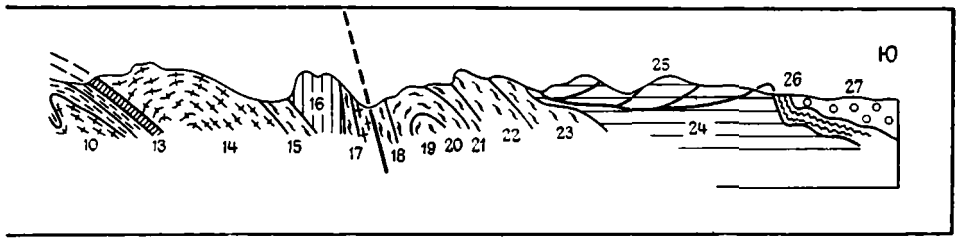
Рис. 5. Профиль через Восточные Альпы, примерно на меридиане Зальцбурга (по К. Экснеру и З. Прею, к югу от Целлона — по Занферрари).

1 — северная моласса; *2* — Гельветская зона; *3* — Флишевая зона; *4—7* — покровы Северных Известняковых Альп; *8* — Граувакковая зона; *9—13* — образования окна Высокого Тауэрна (пенниды); *9* — *10* — автохтонные (? *В. Х.*) гнейсовые массивы, *11* — оболочка массивов и паравтохтонные покровы, *12* — верхняя сланцевая оболочка; *13—17* — австроальпиды, *13* — нижние комплексы, *14* — кристал-

перекрыты, первые частично, вторые полностью образованиями того же типа, что слагающие Южные Альпы (рис. 5). Это так называемые восточноальпийские, или австроальпийские покровы. В Центральных Альпах усматривается единственный крупный останец этих покровов — покров Дан-Бланш (см. рис. 4), в Западных Альпах восточноальпийские фации представлены лишь в зонах Сезия-Ланцо и Ивреа. С другой стороны, пеннинские образования обнажаются в Восточных Альпах из-под восточноальпийских покровов в крупных тектонических окнах Энгадина и Высокого Тауэрна и в небольших окнах Вехселя и Рехница на крайнем востоке сооружения. Именно эти соотношения позволили выяснить общую последовательность альпийских покровов и создать модель их структуры.

Среди восточноальпийских покровов различают две (или три) главных группы: верхние (Oberostalpin) и нижние (Unterostalpin), Р. Штауб и А. Тольман выделили, кроме того, среднюю группу (Mittelostalpin), понимая ее в разном смысле — средняя группа Штауба, по мнению других исследователей, входит в состав нижней, а средняя группа Тольмана — в состав верхней. Основной зоной развития собственно верхневосточноальпийских покровов являются Северные Известняковые Альпы в Баварии и Австрии. Здесь эти покровы залегают в общем синформно; северным краем они надвинуты на Флишевую зону, а вдоль их южного края обнажается палеозой, весьма сходный с палеозоем Карнийских Альп и полосы к северу от Гайльского разлома, между долинами Гайля и Дравы. Полоса этого палеозоя выделяется в Северную граувакковую зону; местами из-под него выступает еще метаморфическое основание (филлит-гнейсовая зона). Основная же масса покровов Северных Известняковых Альп сложена мезозоем до сеномана включительно, опять-таки южноальпийского типа, среди которого главное место принадлежит триасу. Именно здесь наблюдается четкая дифференциация верхнего триаса (нория) на рифовую дахштейнскую и глубоководную гальштатскую фации, а также закономерное распределение этих фаций между различными частными покровами.

К югу от Северных Известняковых Альп, в Центральных Восточных Альпах к «оберостальпину» принадлежат еще покровы Гурктальских Альп и гарцский палеозой. Они тектонически перекрывают тот комплекс восточноальпийских покровов, который обособлен А. Тольманом (и, видимо, справедливо) в качестве «миттельостальпина». Для последнего характерно широкое развитие древнего (допалеозойского) кристаллического основания, на котором непосредственно залегает пермо-мезозойский чехол, причем сокращенной по сравнению с «оберостальпином» мощности. Из данной интерпретации следует вывод большого принципиального значения — «родиной» покровов Северных Известняковых Альп могла быть только область к югу от Центральных Альп, не ближе Гайльского разлома. Это заставляет оценить минимальный размер перемещения покровов Северных Известняковых Альп в 165 км.



лический комплекс (группа Шобер), *15* — нижнепалеозойские сланцы, *16* — пермь—мезозой долины Дравы, *17* — кристаллические породы долины Гайля; *G* — разлом линии Гайля — Периадриатический шов; *18—23* — палеозойские покровы Карнийских Альп; *24—25* — Южные Известняковые Альпы: *24* — пермско-мезозойский автохтон, *25* — надвиги Белуно-Карнийской зоны; *26* — флиш; *27* — моласса Паданского прогиба

Нижний восточноальпийский комплекс — «унтеростальпин» обнажается на западной периферии Восточных Альп и в обрамлении тектонических окон Энгадина, Тауэрна и Рехница (последнее находится к югу и юго-западу от Вены, на краю Малой Венгерской впадины). Именно к нему в Западных Альпах относят покров Дан-Бланш и зоны Сезия-Ланцо и Канавезе. Этот комплекс является переходным к пеннинскому; его отличиями считаются: появление в верхнем триасе мергелей типа кейпера и мощных брекчий в юре и мелу. В Восточных Альпах нижние восточноальпийские покровы были тектонически перекрыты верхними (и средними) уже в середине позднего мела. Это составляет одно из важнейших отличий Восточных Альп от Западных (и Центральных), где разрез аналогов «унтеростальпина» согласно продолжается в палеоген. Меловой возраст восточноальпийских покровов доказывается несогласным перекрытием их контактов слоями Гозау — мелководноморскими грубообломочными осадками сенона — низов палеогена. Впрочем, окончательное становление покровной структуры Восточных Альп, как и всего Альпийского сооружения относится уже к олигоцену — миоцену.

Покровная структура Альп была подтверждена бурением в Нижней Австрии, где скважина Урманзау, заложенная в 8 км южнее фронта Известняковых Альп, под образованиями последних пересекла флиш, отложения Гельветской зоны и была закончена в молассе передового прогиба. Еще южнее среди Известняковых Альп имеются тектонические окна флиша, крайнее из которых находится на расстоянии двух третей ширины последних от их фронта. В подошве покровов Известняковых Альп «оберостальпина» обнаруживаются чешуи пород «унтеростальпина». Наконец, перекрытие австроальпийскими покровами пенниникума доказывается классическими окнами Энгадина, Высокого Тауэрна, а на крайнем востоке — небольшим окном Рехница.

3. Альпы. Основные этапы развития

История развития всей площади Альп может быть достоверно восстановлена лишь начиная с позднего палеозоя, т. е. с орогенной стадии герцинского цикла. Более раннее развитие остается в значительной степени неясным. Исключение представляет район Карнийских Альп, где имеется довольно полный разрез палеозоя, вследствие полиметаморфизма доверхнепалеозойских образований и несмотря на достаточно многочисленные обнажения в пределах кристаллических массивов. Тем не менее, некоторые петрографические аналогии с ближайшими к Альпам выступами фундамента эпигерцинской платформы, а также радиогеохронометрические датировки позволяют в какой-то степени проникнуть в хронологию допозднепалеозойских событий. К сожалению, на данные изотопной геохронологии в решающей мере повлияли молодые тектономагматические процессы, и поэтому они дают заниженные цифры; реликтовые датировки составляют редкость, но тем более ценны.

Догерцинская история (добайкальский — байкальский — каледонский этапы). Участие докембрийских пород в доальпийском основании Альп наиболее уверенно устанавливается в центральной части Восточ-

ных Альп. Докембрийский возраст парагнейсов и кристаллических сланцев с подчиненными пачками амфиболитов и мраморов доказывается прежде всего, тем что выступающий поблизости в Гурктальском и Грацском районах, а также в Северной Грауваккoвой зоне палеозой обнаруживает лишь слабый метаморфизм, в отличие от кристаллического комплекса центральной зоны Восточных Альп (Altkristallin австрийских геологов), который метаморфизован в амфиболитовой, а частично и в гранулитовой фациях. Другим прямым доказательством являются радиометрические датировки пород Этцтальского покрова, давшие цифры до 540±25 млн. лет, указывающие на байкальский возраст метаморфизма. Аналогичная датировка (560 млн. лет) получена для гнейсов (Штрайфен-гнейсы) Готтардского массива. Все это делает вероятным по меньшей мере байкальский возраст гнейсового комплекса как Внешних, так и Внутренних кристаллических массивов. Вполне возможно, однако, что и приведенные датировки являются «омоложенными» и в действительности гнейсовый комплекс Альп, как и Пиренеев (см. выше) значительно древнее: возник на гренвильском этапе или даже представляет собой неоднократно переработанную, начиная с гренвильского этапа, раннедокембрийскую континентальную кору. На такую возможность указывают сопоставления с Вогезами и Богемским массивом.

Решение этого вопроса в значительной мере зависит от определения возраста более молодых метаморфических комплексов доверхнепалеозойского основания. Эти комплексы наиболее полно развиты во Внешних массивах Французских Альп в особенности в массивах Бельдонн и Пельву.

В массиве Пельву ныне различают не два, а три досреднекарбоновых комплекса: 1) вулканогенно-осадочный комплекс (вулканизм кислого состава), испытавший катазональный метаморфизм, превращенный в различные гнейсы и прорванный интрузиями основного и гранитоидного состава, 2) вулканический, кислого и основного состава, вулканогенно-осадочный и обломочный комплекс, метаморфизованный в условиях ката- и мезозоны, испытавший общую мигматизацию, 3) вулканический, существенно кислый и вулканогенно-осадочный комплекс, слабо метаморфизованный, прорванный герцинскими гранитами. В кровле второго или в основании третьего комплекса развиты конгломераты, аналогичные тем, по которым ранее в массиве Бельдонн проводили границу между «сатиновой» и «зеленой» сериями. Возраст первого комплекса довольно единодушно рассматривается как докембрийский, возраст третьего — как среднепалеозойский, скорее всего раннекарбоновый. Что касается второго комплекса, то он может быть либо палеозойским, либо позднедокембрийским. Ф. Карм [Carme, 1973], выделивший аналогичные комплексы в массиве Бельдонн, приводит достаточно убедительные, хотя и косвенные доказательства в пользу второй точки зрения, сопоставляя этот комплекс с бриовером Армориканского массива, а складчатость и метаморфизм с кадомским, т. е. байкальским тектогенезом, и тогда древнейший комплекс массивов Пельву и Бельдонн должен быть добайкальским. Его аналоги выделяются и во Внутренних массивах (Монте-Роза, Гран-Сен-Бернар) в виде мигматитов и очковых гнейсов.

Таким образом, в догерцинском фундаменте Альп намечается существование двух самостоятельных комплексов — добайкальского, вероятно, гренвильского (соответствующего дальсландскому и молданубскому), в основном гнейсового, метаморфизованного в амфиболитовой и местами гранулитовой фации и испытавшего ретроградный метаморфизм и двукратную мигматизацию, и байкальского, в основном зеленосланцевого, с прогрессивным метаморфизмом, местами достигающим амфиболитовой фации, и однократной мигматизацией.

Вопрос о характере проявления в Альпах каледонского тектонического цикла остается открытым. То обстоятельство, что разрез практически неметаморфизованного палеозоя центральных и южных Восточных Альп начинается с верхов ордовика и что целый ряд радиометри-

ческих датировок падает на интервал 460—450 млн. лет, включая некоторые граниты Монбланского массива, указывает на проявление поднятий, метаморфизма и возможно гранитообразования в раннекаледонскую эпоху, без какой-либо, однако, геосинклинальной подготовки. Очень возможно, что эти поднятия начались еще в конце докембрия в связи с байкальским тектогенезом и продолжались в течение всего кембрия и значительной части ордовика, испытав оживление перед карадоком.

Подводя итоги догерцинской истории Альп, можно констатировать большую вероятность того, что Альпы, как и Пиренеи, возникли на общем фундаменте с герцинской Европой и, подобно последней, пережили как гренвильский, так и байкальский диастрофизм.

Герцинский этап (поздний ордовик — ранний карбон). Герцинское развитие Альп также имеет много общих черт с внеальпийской Западной Европой, но на юге обнаруживает и некоторую специфику. Присутствие в низах палеозойского разреза внешних кристаллических массивов (Бельдонн, Пельву) и Центральных Восточных Альп (Каринтия, Штирия) пород, по составу и набору весьма сходных с породами офиолитовой ассоциации, перекрываемых осадками верхов ордовика или силуром, позволяет предполагать, что в области будущих Альп в начале палеозоя в результате раздробления эпибайкальского континента возник бассейн с корой океанского или субокеанского типа, входивший в состав Палеотетиса [Белов, 1981]. Южные Альпы, скорее всего, располагались уже в пределах южного континентального склона и подножия этого бассейна, принадлежавшего окраине Гондваны. Его северным ограничением мог служить Молданубский микроконтинент, а отложения подводной окраины последнего могли быть представленными терригенными сериями Внешних массивов, на которые, очевидно с юга, надвинуты офиолиты. Заложение Палеоальпийской геосинклинали могло быть более или менее одновременным с тектоно-термальной переработкой древнего субстрата, отмеченной радиометрическими датировками в 460—450 млн. лет; так полагает и А. А. Белов. В этом случае развитые местами во Внешних массивах кварциты и сланцы кембро-ордовика могут отвечать уже континентально-рифтовой, предгеосинклинальной стадии эволюции Палеотетиса. В западном направлении геосинклинальный бассейн суживается, судя по отсутствию аналогов южноальпийских разрезов в Западных Альпах (если только они не присутствуют здесь в глубокометаморфизованном виде).

В течение силура — девона — начала карбона в бассейне началось образование островных дуг, документированных кислыми и контрастными вулканитами, а на его периферии образовался расчлененный тектонический рельеф с накоплением рифовых известняков на поднятиях, глинистых и кремнистых осадков во впадинах. С позднего визе начинаются деформации, нарастающие в течение остального карбона и ранней перми, до заальской фазы включительно. Эти деформации были весьма значительными и привели даже к образованию шарьяжей, что, как мы увидим дальше, отмечено и в Карпатах. Достаточно широко проявились также региональный метаморфизм, мигматизация и гранитообразование, в основном в интервале 350—300 млн. лет. Одновременно с началом деформаций вдоль южной окраины бассейна начинается накопление флиша, продолжающегося здесь до намюра включительно. На севере и западе в намюре происходит накопление угленосной лимнической молассы, продолжавшееся в течение всего карбона; наиболее крупная впадина с мощностью отложений до 2—3 км образовалась в Брианcонской зоне, где угленосный карбон наложен прямо на древнее кристаллическое основание. В перми угленосная моласса сменяется красноцветной грубообломочной, с кислыми вулканитами. Осевая зона палеозойского океанского (по типу коры) бассейна должна была примерно совпадать с более молодым мезозойским бассейном того же типа и испытать «захлопывание» вдоль того же Периадриатического шва, кото-

рый, таким образом, должен быть весьма древней структурой. Особое развитие в позднем палеозое обнаруживает северная окраина Южных Альп. К югу от Периадриатического разлома, в Карнийских Альпах и Южных Караванках герцинское несогласие затухает[1], а средний — верхний карбон и пермь переходят в лагунно-морские фации, соответственно терригенные и карбонатные. В поздней перми по северной окраине этого бассейна образуются эвапориты, ныне известные в покровах Северных Известняковых Альп.

Герцино-альпийская квазиплатформенная стадия (триас). К началу триаса территории как герцинской Европы, так и будущих Альп испытали значительное выравнивание, контрастность вертикальных тектонических движений, очевидно, резко снизилась. Вместе с тем уже в раннем триасе обнаружилось определенное различие между Внешними и Внутренними зонами Альп. Внешние зоны вместе с будущим Предальпийским прогибом в течение раннего триаса оставались областью поднятия и размыва, отделявшей внутриматериковый бассейн Западно-Европейской платформы, где шло накопление бунтзандтштайна, от морского бассейна Южных и Центральных Восточных Альп, по периферии которого в условиях литорали и сублиторали накапливались кварцевые пески и аркозы — продукты разрушения северной суши. К концу раннего триаса («рет») эта площадь превратилась в область осолоненных лагун с отложением гипсов. В начале среднего триаса произошло затопление участка суши в районе Швейцарских Альп; позднее оно распространилось и на Французские Альпы. На этой затопленной площади отлагались сначала песчано-карбонатные, позже существенно мелководные известняки-ракушечники с пачками эвапоритов. Во внутренних зонах, особенно Бриансонской, и в области Восточных — Южных Альп широкое распространение получили водорослевые известняки, обычно биогермового характера, а также доломиты. В позднем триасе восточная часть передового прогиба и внешние зоны Восточных Альп продолжали оставаться сушей. Западнее на продолжении тех же зон накопление известняков-ракушечников сменилось отложением пестрых пелитов с гипсами (на северо-западе и солью) кейпера, которое распространилось и на Пеннинскую область. Наблюдается тенденция к подъему и осушению Аарского и Готтардского массивов. В карнии и окончательно в нории Бриансонская зона выступила в качестве барьера между областями накопления германских и альпийских фаций. Весьма любопытно, что эта геоантиклиналь образовалась на месте позднепалеозойского межгорного прогиба в результате его блоковой инверсии. Бассейн Центральных, Восточных и Южных Альп испытывал прогрессивное углубление и дифференциацию с появлением маломощных плитчатых известняков с аммонитами гальштатского типа, наряду с рифовыми известняками дахштейнской фации. В течение всего среднего и отчасти позднего триаса, особенно в ладине, в этой области наблюдались проявления основного вулканизма (спилиты, туфы и др.). В общем здесь, очевидно, происходило формирование обширной зоны континентального рифтообразования, сопровождавшегося излиянием базальтовой магмы. Начало этого процесса относится еще к перми. Явления рифтообразования постепенно нарастали в течение триаса и привели на рубеже триаса и юры, в раннекиммерийскую эпоху тектогенеза к раздвигу континентальной коры и возникновению «настоящих» геосинклинальных прогибов — узких, глубоких, частично с океанской корой.

---

[1] Этот вывод ныне решительно оспаривается исследователями [Castellarin, Val, 1981], указывающими, что в Карнийских Альпах и Караванках наблюдается резкое внутривестфальское несогласие, а более древние отложения ордовика — нижнего карбона вовлечены в интенсивные складчато-надвиговые деформации южной вергентности. Они отмечают также, что к западу нарастает метаморфизм палеозойского комплекса, достигая гранулитовой фации в зоне Ивреа — Вербано. В соответствии с этими данными, северная граница Адриатическо-Апулийского массива должна быть значительно отодвинута к югу.

Альпийский этап — раннегеосинклинальная стадия (юра — ранний мел). В лейасе и доггере устанавливается достаточно четкая и контрастная палеотектоническая и палеогеографическая зональность. Областями поднятия и преимущественного размыва остаются восточная часть передового прогиба и Гельветской зоны (Винделицийская суша, в конце доггера ее восточная часть испытывает частичное затопление), восточная (швейцарская) группа Внешних кристаллических массивов (Аллеманская суша; в доггере, а частично и лейасе это мелководье), Бриансонская геоантиклиналь (острова и мелкоморье с паралическими осадками). В качестве наиболее глубоких прогибов с накоплением будущих «блестящих» (бюнднерских) сланцев выступают Пьемонтский и затем Валисский. Развитие офиолитов, особенно обильных в первом, придает им черты настоящих эвгеосинклиналей, но существование здесь в начале альпийского этапа зон с океанской корой, возможное время их возникновения и ширина остаются пока спорными, вследствие весьма сложных стратиграфических и тектонических соотношений. Что касается Валисского прогиба, М. Лемуан высказывает мнение о его заложении скорее всего на утоненной континентальной коре, учитывая, что бюнднерские сланцы бедны офиолитами, не содержат радиоляритов и как будто образуют нормальную оболочку покровов — лежачих складок доальпийского фундамента и его триасовой «покрышки». Аналогичные соотношения частично характерны и для внешней Пьемонтской зоны с ее кристаллическими массивами Монте-Роза, Гран-Парадизо и Дора-Майра, но наряду с нижней частью комплекса «блестящих сланцев», стратиграфически связанной с мелководным триасом и доальпийским фундаментом, здесь присутствуют очевидно надвинутые из более внутренней, собственно океанской области сланцы нижнемелового (?) возраста, подстилаемые пелагическими известняками и радиоляритами мальма, шаровыми лавами, габбро и серпентинитами, т. е. нормальным разрезом океанской коры. Возраст коры по данным определений для габбро и диабазов составляет 185—160 млн. лет (Апеннины) и 180—165, а также 150—135 млн. лет (Альпы).

Согласно тектоническим моделям, ось спрединга, начавшегося в районе Альп и Апеннин, в начале юры была связана магистральными трансформными разломами, простиравшимися через Бискайский залив на севере и Гибралтарский пролив на юге, с параллельной осью в центральной Атлантике (рис. 6). Другая магистральная трансформа связывала Лигурийско-Пьемонтский бассейн на востоке с аналогичной зоной Вардара в Динаридах — Эллинидах (см. гл. III).

Наряду с эвгеосинклинальными прогибами, в юрской геосинклинальной системе Альп выделяются Дофинейский прогиб с мергельно-глинистыми фациями, мелеющий к югу, в сторону Прованса, и к северу, в направлении Швейцарии, а также широкий и плоский (?) центрально-восточноальпийский прогиб с аналогичными, но более пелагическими осадками, включающими прослои аммонитовых известняков (*ammonitico rosso*), известняков с кремнями и радиоляритов (последние особенно в мальме). От Пьемонтского прогиба Восточно-Альпийский, вероятно, отделялся подводным поднятием с накоплением брекчий; ему отвечают современные нижние восточноальпийские покровы. К югу от Периадриатического разлома, в Южных Альпах наряду с пелагическими распространены более мелководные, неритические известняки; здесь наблюдается чередование поперечных поднятий (вероятно, блоковых) и прогибов, выявленное Ж. Обуэном и более детально изученное в последние годы. Южные Альпы в юре представляли типичную пассивную окраину Пьемонтско-Лигурийского сегмента Тетиса, общего для Западных Альп и Северных Апеннин. Разломы были параллельны оси спрединга и разделяли поднятые и опущенные блоки. Развитие окраины в течение юры (рис. 7), в частности ее погружение вполне соответствует зависимости от времени с начала рифтогенеза [Winterer, Bossellini, 1980].

В мальме происходит широкая трансгрессия в направлении плат-

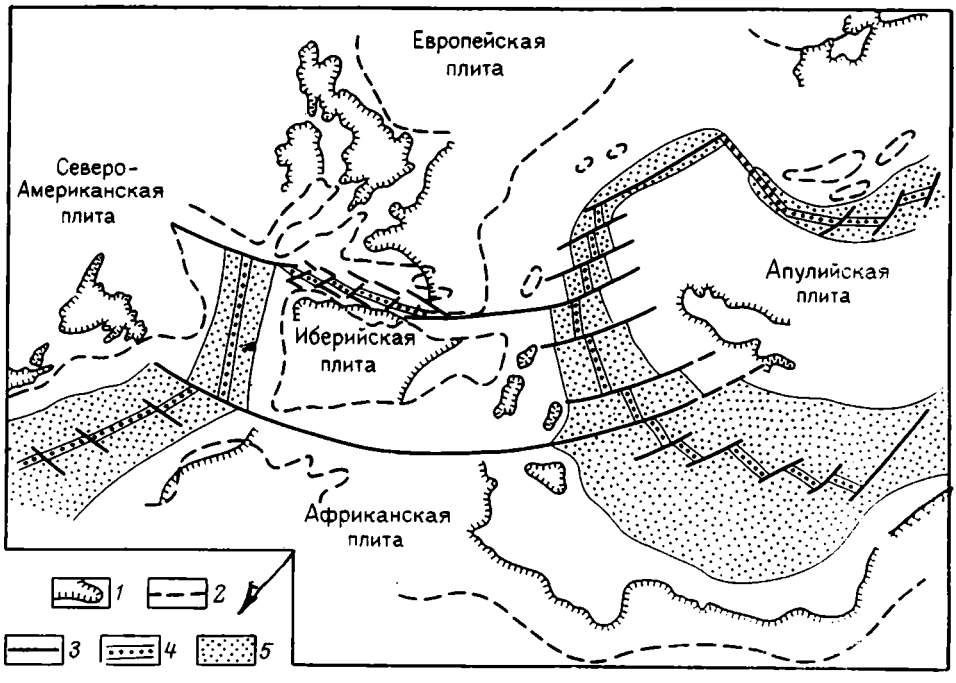


Рис. 6. Плитно-тектоническая и палеографическая реконструкция Западного Средиземноморья в поздней юре, около 140 млн. лет (по Б. Бижю-Дювалю и др., с изменениями в восточной части Э. Винтерера и А. Босселлини).

1 — современная береговая линия; *2* — юрская береговая линия; *3* — трансформные разломы; *4* — оси спрединга; *5* — океанская кора

Зона спрединга к западу от Иберийского п-ова и в Бискайском заливе могла образоваться позднее данной эпохи, продолжение же ее к югу от Апулийской плиты (микроплиты) является спорным — (*В. Х.*)

формы. Винделицийская суша резко сокращается в размерах и по существу ограничивается Богемским массивом. В конце мальма, в позднекиммерийскую эпоху тектогенеза достигает максимума растяжение эвгеосинклинальной Пеннинской области; на океанской коре отлагаются радиоляриты и пелагические известняки. Северо-западный шельф, Аарский массив, массив Меркантур-Аржентера и район Приморских Альп, Бриансонская геоантиклиналь, Южные и отчасти центральные Восточные Альпы в конце юры становятся областью рифообразования. На склонах Пьемонтского прогиба формируются брекчии. В южной части Восточных Альп, к северу от Гайльского разлома намечается образование поднятия.

Рубеж юры и мела на платформе знаменуется регрессией, воссоздающей Винделицийскую сушу почти на всем пространстве к востоку от Берна. В остальной части Гельветской и в северной части Дофинейской зон в течение неокома и раннего апта на участках поднятий получили распространение известняки, выраженные характерной ургонской фацией. На юге Дофинейской зоны обособляется глубокий некомпенсированный осадконакоплением Воконтский прогиб, заполняемый бедными фауной мергелями и глинистыми известняками. Бриансонская зона с начала мела вновь выступила как зона преобладающего размыва. В центральной части Валисского прогиба и в зоне отложения материала будущих нижних восточноальпийских покровов появляется флиш, что знаменует собой переход к зрелой стадии развития геосинклинали. В северной части центральных Восточных Альп и в Южных Альпах преобладает накопление пелагических известняков и мергелей, частично с кремнями.

Во второй половине раннего мела усиливаются тенденции к поднятиям. В Гельветской и Дофинейской зонах, за исключением

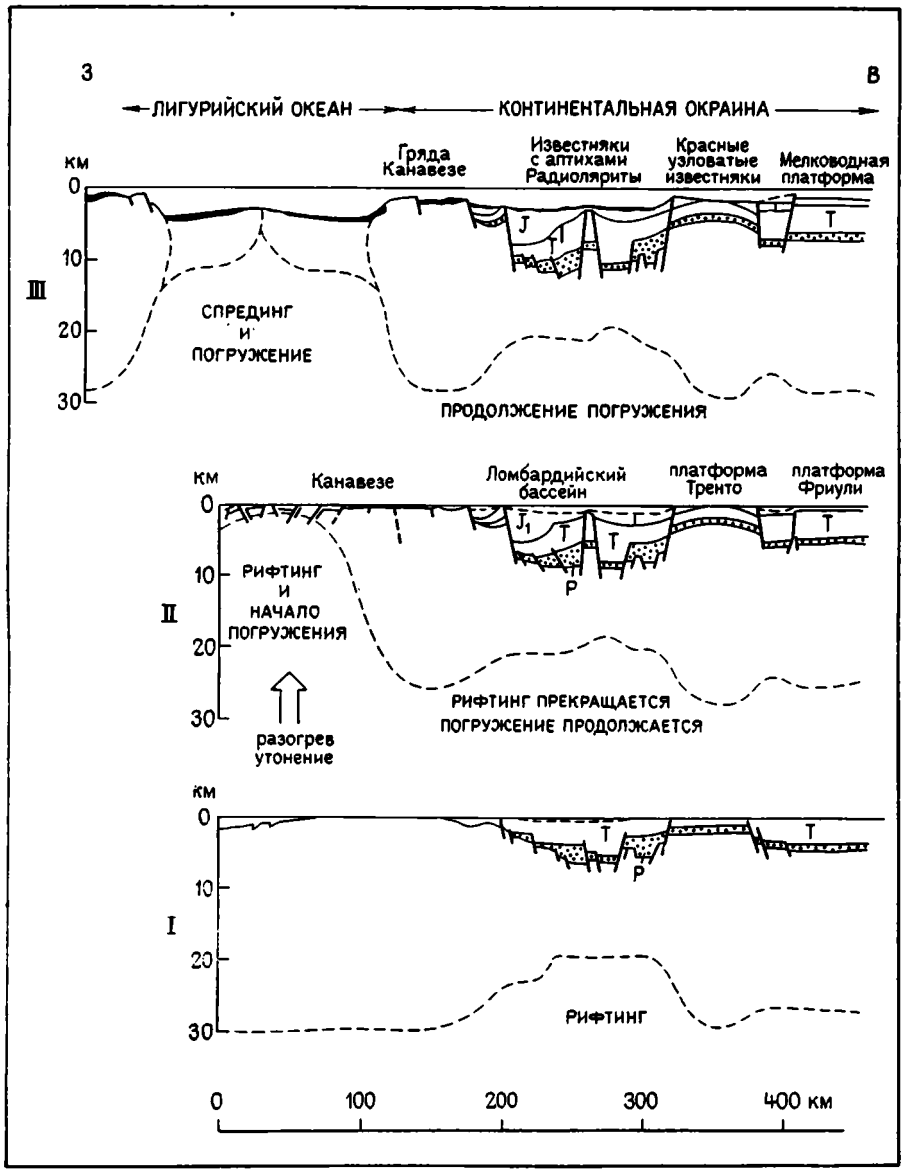


Рис. 7. Развитие Южноальпийской континентальной окраины (по Э. Винтереру и А. Босселлини).

I — конец триаса (192 млн. лет). Ломбардский бассейн обособляется в виде рифтового трога, заполняемого мощными мелководными и континентальными осадками триаса и перми. Континентальная кора под бассейном показана утоненной. Пермские плутониты и вулканиты подстилают платформу Тренто и часть области к западу от Ломбардского бассейна. Триасовые отложения утоняются и во Франции, и в Италии в направлении области будущего Лигурийского трога. II — конец среднего лейаса (178 млн. лет). Ломбардский бассейн и трог Беллуно быстро погружаются до глубины около 1000 м в течение среднего лейаса, и платформа Тренто находится на пороге погружения. Погружение основных блоков окраины предположительно подчиняется теперь простому закону: погружение-$K\sqrt{\text{возраст}}$). Показано начало рифтинга между Канавезе и окраиной Европы. III — примерно конец оксфордского века (143 млн. лет). Лигурийский океанский трог раскрылся (ширина менее 2000 км) и, вероятно, находился уже в конце истории своего спрединга, заполняясь сначала медленно пелагическими известняками, а затем более быстро терригенным меловым флишем. Сама окраина погружается медленнее, по мере того как пелагические осадки нивелируют рельеф; это — красные узловатые известняки на более мелководных плато и красные мергелистые известняки и радиоляриты во впадинах, в зависимости от глубины моря. Платформа Фриули по-прежнему находится почти на уровне моря

Воконтского прогиба, ощущается значительное обмеление с накоплением преимущественно глауконитовых песков. В Воконтском прогибе светлые мергели сменяются темными мергелями и глинами. Флишеобразование распространяется почти на весь Валисский прогиб с господством продольных донных течений, направленных на восток. На родине верхних восточноальпийских покровов, в ее южной части, уже в мальме могли начаться поднятия. По мнению А. Тольмана (1966 г.), формирование самих покровов началось на рубеже баррема и апта («австроальпийская фаза»). В конце альба — начале сеномана («австрийская фаза») надвигание «оберостальпина» на «унтеростальпин» проявилось уже вполне отчетливо. Эти события, наряду с широким распространением флишеобразования, определяют конец ранней стадии развития Альпийской геосинклинали.

Альпийский этап — позднегеосинклинальная стадия (поздний мел— ранний палеоген). Для этой стадии развития Альпийской геосинклинали наиболее характерно флишеобразование в двух глубоких прогибах, унаследованных от предыдущей стадии, — Валисском и Пьемонтском. Эти прогибы окаймлялись зонами накопления пелагических известняков и мергелей, а на их дне флиш местами замещался (на участках, которых не достигали донные течения) пестрыми мергелями. В конце сеномана флишеобразование, мигрируя к северу, распространилось на Ультрагельветскую зону, возможно, преодолев подводное поднятие между ней и Валисской. В Гельветско-Дофинейском прогибе в сеномане отлагаются неритовые глауконитовые пески и мергели, отчасти известняки, а в туроне — сеноне пелагические известняки, которые распространились и на Воконтскую впадину, заполнившуюся в сеномане мощными глинами. В Восточных Альпах перед коньяком возобновилось, причем с более высокой интенсивностью, чем раньше, перемещение покровов — это предгозауская, или средиземноморская, по А. Тольману, фаза. По мнению А. Тольмана, уже в эту фазу произошло перекрытие верхними восточноальпийскими покровами не только нижних восточноальпийских, но и пеннинских покровов. Другие австрийские геологи, основываясь на данных по району Энгадинского окна и пограничной зоне между Восточными и Западными (Центральными) Альпами, где в основании восточноальпийских покровов присутствуют отложения верхов мела — низов палеогена, относят это перекрытие к значительно более позднему времени — к концу эоцена. В сеноне область развития восточноальпийских покровов частично, а затем вероятно и полностью, подверглась опусканиям, с накоплением сохранившихся во впадинах мелководно-морских обломочных с прослоями карбонатных пород осадков «фации Гозау». Эти осадки, несогласно перекрывающие контуры частных покровов, могут рассматриваться как самая ранняя молосса («премолосса», по Л. Контеску, «геоантиклинальная молосса», по Н. П. Хераскову) Альп; позже она также была вовлечена в интенсивные деформации. Все эти события связываются с началом субдукции внешних зон под Южные Альпы вдоль Периадриатического шва; подтверждением служит метаморфизм высокого давления (эклогитовая фация) в зоне Сезия-Ланцо с возрастом 90—70 млн. лет. Офиолиты обдуцируются к северу на европейскую континентальную окраину.

Западные Альпы в общем не были затронуты внутримеловыми деформациями. Единственное исключение составляет район Диуа-Деволюи в Дофинейской зоне, где в раннем туроне возникли широтные складки, параллельные оси Воконтского прогиба.

Наименьшие изменения на рубеже двух стадий произошли в остальной стабильной области Южных Альп, за исключением ее западной прилегающей к Пьемонтскому трогу части, где с турона, а местами и сеномана началось флишеобразование. Позднее, в конце мела и особенно в раннем палеогене оно охватило всю южную окраину Альп вплоть до района Триеста. Южноальпийский (Ломбардский) флишевый прогиб тем самым слился с флишевым прогибом Внешних Динарид. В более

северной зоне любопытно проявление в раннем палеогене базальтового вулканизма. В конце сенона море перекрыло Брианссонскую зону, отложив пелагические известняки умеренной мощности, а затем флиш. Тем самым и здесь произошло смещение флишеобразования из внутренних зон во внешние; оно было вполне очевидно связано с началом подъема и осушения внутренних зон, которое относится к концу мела.

Между тем альпийский форланд также испытывает общее осушение, которое постепенно распространяется и на окраинные части Гельветской, а затем и Дофинейской зон. В эоцене восточноальпийские покровы надвигаются на Северопеннинскую (Валисскую) флишевую зону; современная амплитуда этого перекратия, устанавливаемая по тектоническим окнам, не менее 25 км.

Пароксизмальная фаза альпийских деформаций приходится на конец эоцена, когда в основном и оформилась покровная структура Западных (и Центральных) Альп, а флишевая зона Восточных Альп надвинулась на Гельветскую зону. Деформации, вызванные усилившейся субдукцией, сопровождались метаморфизмом, в основном зеленосланцевым, но достигающим амфиболитовой фации в области Симплон — Тичино. К этой же эпохе относятся вспышка андезитового вулканизма (обломки во флише верхов эоцена) и начало обратного опрокидывания тыльной стороны Альпийского сооружения, т. е. ретрошарьяжа. С этого времени Альпы в целом выступили в качестве поднятия, т. е. началась орогенная стадия их развития.

Альпийский этап — орогенная стадия (олигоцен — квартер). В то время как Альпы с начала олигоцена испытывали нарастающее поднятие и постепенно превращались в горное сооружение, по их периферии возникали прогибы, заполнявшиеся продуктами разрушения — молассами. Передовой Предальпийский прогиб возник уже в раннем олигоцене, тыльный Ломбардский (Паданский) — в среднем олигоцене. Молассовая формация Предальпийского прогиба начинается морскими глинисто-мергелистыми осадками нижнего и среднего олигоцена (нижняя морская моласса); местами они еще сохраняют черты флиша и полоса их развития частично захватывает на западе Гельветскую зону. Характер осадков, в частности, рюпельских глин, очень близок к внеальпийскому, среднеевропейскому (то же касается олигоцена Предкавказья). В позднем олигоцене прогиб расширяется к западу, но морские глинистые отложения сменяются песчанистыми, континентальными — нижней пресноводной молассой, которая на востоке становится паралической и угленосной. Все более отчетливо дает себя знать размыв Альп, их кристаллических пород и намечаются очертания конусов выноса рек. Нижняя пресноводная моласса переходит и в аквитан, но перед аквитаном внутренний борт передового прогиба захватывается деформациями, связанными с надвиганием на него флишевых толщ и отложений Гельветской зоны. В бурдигале — гельвете в Предальпийский прогиб вновь проникает море; отлагается верхняя морская моласса, состоящая уже из глауконитовых песчаников и песчанистых мергелей. Морские осадки бурдигала (шлир) трансгредируют также на восточную (Венский бассейн) и юго-восточную (Штирийская впадина) окраины Альп, определяя современные очертания этого сооружения.

В течение олигоцена и миоцена продолжается шарьирование Внешних зон — Гельветской, Флишевой, северной части Австроальпийской на молассу внутреннего борта передового прогиба. В конце гельвета эта моласса испытывает последние складчато-надвиговые деформации. Все эти деформации связывают с поддвигом форланда под Альпы (субдукция типа А[1], рис. 8). Завершающая разрез прогиба верхняя пресноводная моласса бадения — сармата — понта лежит уже

[1] А. В. Балли предложил различать субдукцию типа Б (Беньофа) — поддвиг океанской коры под континентальную и субдукцию типа А (Амштутца) — поддвиг континентальной коры под континентальную.

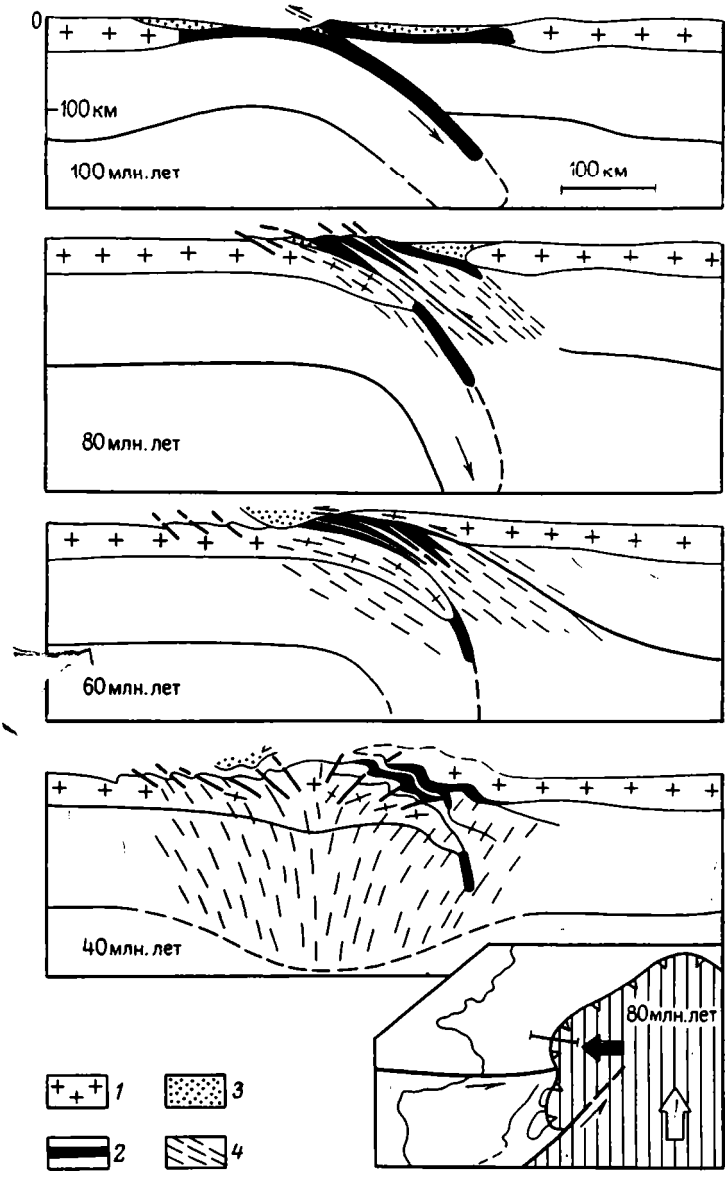


Рис. 8. Палеопрофили Франко-Итальянских Альп в масштабе литосферных плит (по М. Маттауеру и др.).

1 — континентальная кора; *2* — океанская кора; *3* — осадки; *4* — сланцеватость

практически горизонтально. В период ее накопления продольный восточный перенос осадков, господствовавший в олигоцене и отчасти раннем миоцене, окончательно сменился западным, в направлении Роданского бассейна. В этом бассейне морские условия сохранялись в течение почти всего миоцена; в конце миоцена, отвечающем мессинию, он осушился, возникла долина Прароны, затопленная морем в плиоцене. В конце плиоцена, одновременно с новым интенсивным поднятием Альп происходит окончательное осушение этого залива. Воздымание Альп шло неравномерно с образованием трех продольных кульминаций — Симплоно-Тичинской («термальный купол»), Пеннинских Альп и тектонических окон Восточных Альп, разделенных сдвигами (Юдикарийский и др.).

4. Апеннины и Адриатический массив

Апеннинская складчатая система — прямое южное продолжение Альпийской; их объединяет общая эвгеосинклинальная зона — Пеннинско (Пьемонтско)-Лигурийская. Вместе с тем Апеннины отличаются от смежных Франко-Итальянских Альп по ряду основных признаков — по обратной, северо-восточной вергентности надвигов и покровов, по более молодому, олигоцен-миоценовому, а не эоцен-олигоценовому, возрасту основных деформаций, по практическому отсутствию, проявлений альпийского метаморфизма, за исключением Апуанских Альп (см. ниже). Общая ось Альпийско-Апеннинской системы, являющаяся одновременно разделом между Альпами и Апеннинами, проходит на Лигурийском побережье вдоль разлома Сестри — Вольтаджио, совпадающего с меридиональной долиной Полчевера к западу от Генуи, и далее протягивается в направлении Тирренского моря западнее о-ова Эльбы (рис. 9). При этом альпийские покровы северо-восточной Корсики образуют с одной стороны прямое продолжение Альп (Пеннинской и Бриансонской зон), и с другой стороны — западное, западно-вергентное крыло Апеннинского орогена.

Апеннины, как и Альпы, представляют собой типичное покровно-складчатое сооружение. Мнение об автохтонном залегании слагающих их толщ убедительно опровергнуто в работе Э. Аббате, В. Бортолотти, П. Пассерини, М. Сагри и Дж. Сестини, составившей специальный выпуск журнала «Sedimentary Geology» (1970 г.) и являющейся основой наших современных знаний о Северных Апеннинах. Тем не менее, очерк тектоники Италии в монографии «Тектоника Европы и смежных областей» М. Манфредини, как и само изображение этой тектоники на карте основаны на этих фиксистских представлениях.

Внешний фронт апеннинских покровов проходит начиная с северо-запада вдоль северного подножья Туринских холмов и далее собственно Апеннинской горной системы и ее границы с Паданской (Ломбардской) низменностью в юго-восточном направлении почти до Адриатического побережья. Затем эта граница, образуя выпуклую к востоку дугу, поворачивает на юг, следуя вдоль линии Анкона (на Адриатическом побережье) — Анцио (на Тирренском побережье, к югу от Рима), рассматриваемой в качестве естественной границы между Северными и Южными (Центральными) Апеннинами. К востоку от этого почти меридионального линеамента, находящего свое продолжение в Динаридах (см. гл. III), собственно геосинклинальные образования появляются на Апеннинском полуострове лишь южнее залива Салерно, продолжаясь отсюда в северную Калабрию и северную же Сицилию: при этом они изменяют свое простирание с юго-восточного на юго-западное и западное, образуя Южно-Апеннинскую дугу, окаймляющую с востока впадину Тирренского моря.

Адриатический массив. Форландом Апеннинской складчатой геосинклинальной системы служит Адриатический массив (микроконтинент), рассматриваемый как выступ Гондваны, точнее Африканской платформы, возможно, частично отделенный от последней в связи с образованием в олигоцене — неогене субокеанической впадины Ионического моря[1]. Адриатический массив или, сокращенно, Адрия[2] [Channell et al., 1979], простирается на севере до Периадриатического шва, отделяющего Южные Альпы (входящие в состав Адрии) от остальных Альп, включает Паданскую (Ломбардскую) низменность и Адриатическое побережье Италии до Пульи включительно, почти всю акваторию Адриатического моря и п-ов Истрию. Большая часть Адрии ныне занята мо-

[1] Существует также представление (см. рис. 6), что этот массив отделился от Африканского кратона уже в юре, южной ветвью Тетиса [Biju-Duval et al., 1977].

[2] Термин Адрия принадлежит Э. Зюссу (1883 г.); в качестве выступа Африканской платформы ее впервые стали рассматривать М. Канавари (1885 г.) и затем Э. Арган (1924 г.).

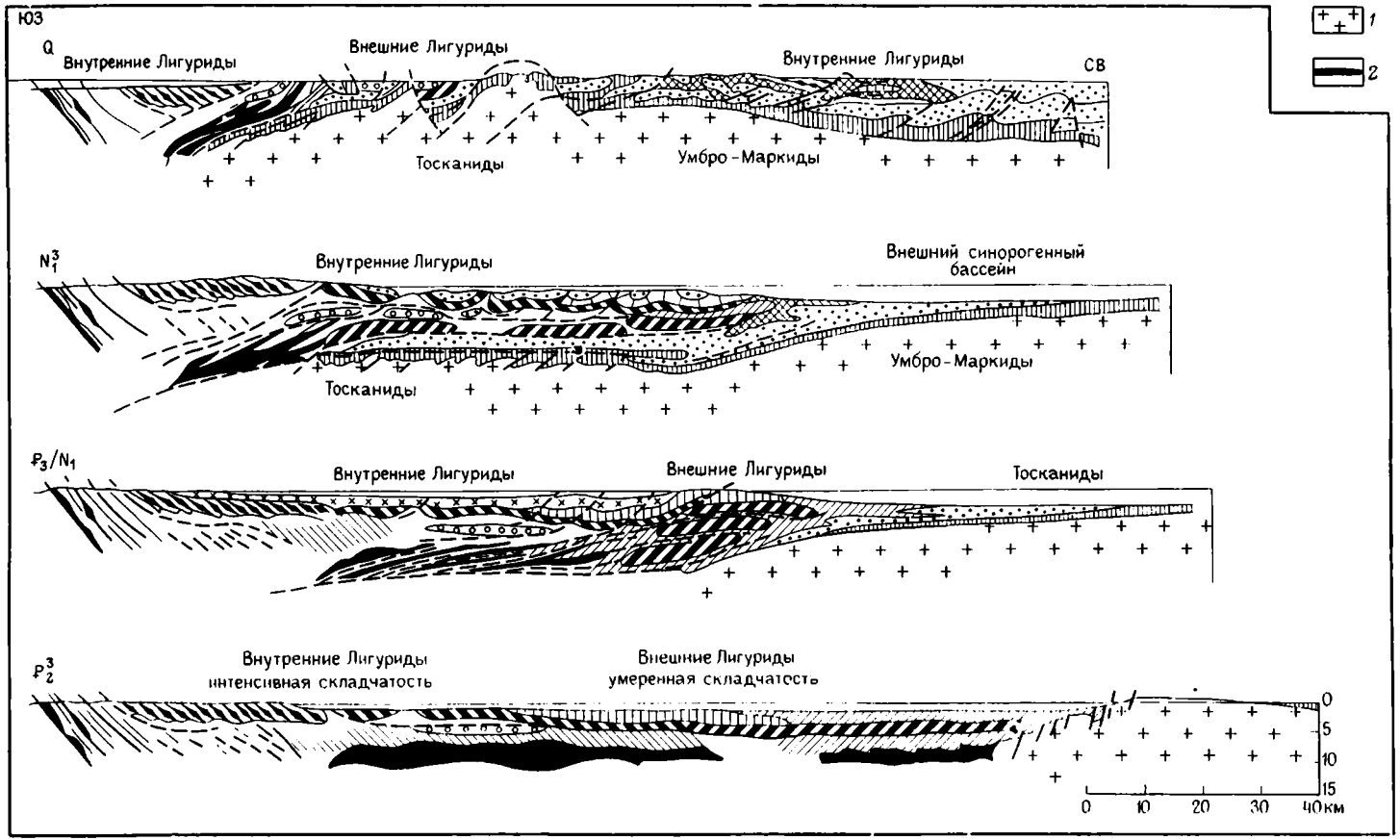


Рис. 9. Тектоническая эволюция Северных Апеннин с позднего эоцена до современной эпохи (по К.-Й. Рейттеру и Й. Гросскурту).

Предполагается, что покровы были перемещены в результате поглощения океанской коры и литосферы Лигурийской эвгеосинклинали (нижний профиль слева и посредине) и краевой субдукции сиалической Адриатической микроплиты к юго-западу (то же, справа).

1 — континентальная кора; *2* — океанская кора; остальные штриховые обозначения — отдельные покровы

лассовыми прогибами, связанными с орогенами Альп, Апеннин и Динарид — Эллинид. Фундамент Адрии выступает в Южных Альпах, непосредственно к югу от Периадриатического шва: он представлен кристаллическими сланцами и гнейсами, в значительной степени замещенными герцинскими гранитами и перекрытыми континентальным вулканогенно-обломочным верхним палеозоем. То обстоятельство, что и к западу от Адрии, в Тоскане и Калабрии, и к востоку от нее, во Внутренних Динаридах средний палеозой представлен относительно глубоководными терригенными или карбонатно-терригенными отложениями континентального склона и подножья, позволяет предполагать, что фундамент самой Адрии имеет более древний возраст — он или байкальский (панафриканский), или раннедокембрийский, но омоложенный в позднем докембрии — начале палеозоя и повторно (по периферии?) в позднем палеозое.

Чехол Адрии выступает на поверхность в четырех районах — в «кряже Тренто» между Вероной и Падуей в Северной Италии, на п-ове Истрия, на п-ове Гаргано и, наконец, в Апулии. В основании чехла залегают верхнетриасовые эвапориты; выше, до олигоцена или миоцена включительно разрез слагается мелководными карбонатами, лишь местами появляются более глубоководные фации. Поднятиям чехла отвечают гравитационные максимумы в редукции Буге, показывающие, что они являются одновременно и выступами фундамента.

Большая же часть Адриатического массива, как отмечалось выше занята молассовыми прогибами. На северо-западе это Паданский прогиб, играющий роль межгорного прогиба между Альпами и Апеннинами. Выполняющие его олигоцен-четвертичные молассы достигают мощности более 4 км и подразделяются на два структурных этажа. Верхний этаж, верхнеплиоценово-четвертичный дислоцирован очень слабо и не затронут разрывными нарушениями. Нижний этаж, олигоцен-нижнеплиоценовый собран в складки, нарушенные крупными надвигами, в южном крыле прогиба направленными к северу от Апеннин, в северном крыле к югу от Альп: ось синвергентности простирается несколько южнее Милана. К сводам антиклиналей приурочены залежи газа.

В юго-восточном направлении Паданский прогиб переходит в более узкий Браданский прогиб, ограниченный с северо-востока поднятием Гаргано-Апулии («шпора» и «каблук» Апеннинского «сапога») и далее прогибом Таранто, совпадающим с одноименным заливом Ионического моря. Прогиб Таранто представляет собой, в свою очередь, северо-западное продолжение Эллинского желоба Восточного Средиземноморья. Поднятия Тренто и Гаргано-Апулии лежат в одной полосе и составляют как бы ось остаточного поднятия Адриатического массива в целом; в промежутке между ними в море установлено еще одно воздымание этой оси — Центрально-Адриатическое поднятие. По северо-восточную сторону полосы поднятий простирается еще зона молассовых прогибов, составляющая передовой прогиб Динарид—Эллинид; в Албании он выходит на сушу. Северо-западнее ему соответствует наиболее глубокая впадина в рельефе дна Адриатического моря, Южно-Адриатическая впадина с глубинами более 1000 м и с несколько утоненной корой.

Миогеосинклинальные зоны Южных Альп, Апеннин и Динарид — Эллинид представляют, по существу, погруженные склоны Адриатического массива, что нашло отражение на рис. 10, где, кроме того, показано его погребенное под покровами Апеннин западное продолжение.

Северные Апеннины. Северные Апеннины состоят из нагромождения многочисленных покровных пластин, сложенных юрой, мелом и палеогеном и перемещенных со стороны Лигурийского моря в направлении Паданского прогиба, т. е. Адрии. Фациальные особенности отложений позволили сгруппировать эти пластины в несколько более крупных комплексов, отвечающих определенным палеогеографическим — палеотектоническим зонам. Но прежде чем характеризовать эти зоны, надо кос-

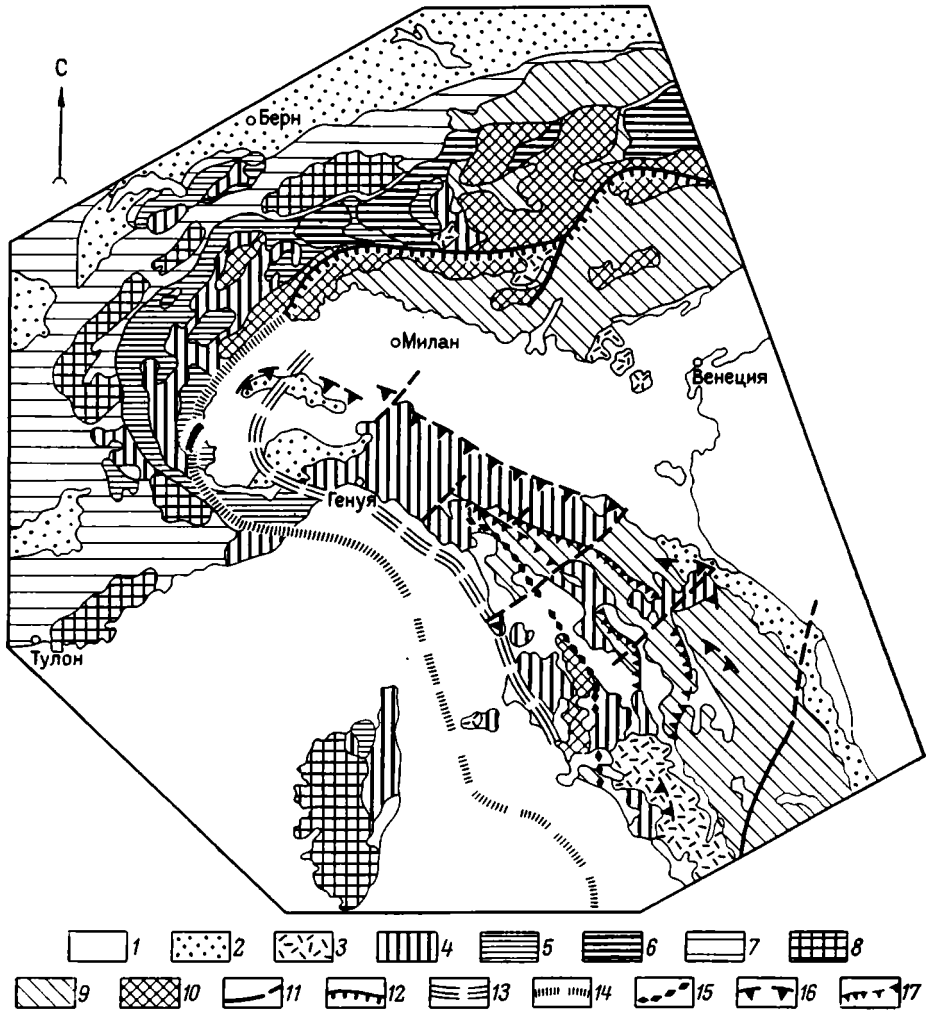


Рис. 10. Главные структурные элементы двойного Корсиканско-Северо-Апеннинского орогена (по К.-Й. Рейттеру и др.).

1 — плиоценовые и четвертичные отложения; *2* — молассы; *3* — кайнозойские магматиты; *4* — Пеннинско (Пьемонтско)-Лигурийские покровы; *5* — Бриансонские — Сен-Бернарские покровы; *6* — Пеннинско-Валисские тектонические окна Восточных Альп; *7—8* — Европейская плита: *7* — Дофинейско-Гельветские покровы, отложения форланда, *8* — Внешние кристаллические массивы, массив Мор-Эстерель, Корсика; *9—10* — Адриатическая плита: *9* — Тоскано-Умбрийские, Австро-Альпийские покровы и Южно-Альпийский осадочный чехол, *10* — метаморфические Тосканиды, Австро-Альпийские и Южно-Альпийские кристаллические комплексы, зона Сезия—Ланцо и покров Дан-Блаш; *11* — поперечные разломы Апеннин, Юдикарийский разлом; *12* — Периадриатический линеамент; *13* — край Европейской плиты под Адриатической плитой; *14* — край Адриатической плиты (след края Адриатической микроплиты нанесен по данным сейсмики отраженных волн); *15* — фронт метаморфических Тосканид; *16* — фронт Лигурийских покровов; *17* — внутренние надвиги Апеннин

нуться наиболее глубокого элемента структуры Северных Апеннин — так называемого Тосканского, или Апуанского автохтона, выступающего в тектонических окнах Апуанских Альп, Монте Пизано и др. между Ла Специей и Сиеной и сложенного не только альпийским, но и герцинским комплексом, а также отличающегося от всех отложений Апеннин своим альпийским метаморфизмом. Как было недавно показано [Carmignani et al., 1978], Апуанский метаморфический комплекс не может рассматриваться как автохтонный; его внутренняя структура свидетельствует о том, что он также испытал надвигание к северо-востоку. В видимом основании этого комплекса залегают палеозойские глинистые и метаморфические сланцы, песчаники и кварциты с градационной текстурой. В их нижней части сравнительно недавно найдены силурийские граптолиты, а в верхней давно известна каменноугольная фауна. По

аналогии с Калабрией можно подозревать присутствие и девона. Выше этой морской терригенной формации с некоторым несогласием следует паралическая терригенная формация верхов карбона и низов перми, а также пермские (по аналогии с соседними регионами) кислые вулканиты, в том числе игнимбриты. Все эти отложения с общим структурным несогласием перекрываются триасовой (ладин — карний) красноцветной обломочной формацией «веррукано» [1], дельтово-лагунного и мелководно-морского происхождения. Она сменяется вверх по разрезу ангидритами и доломитами нория — рэта, кремнистыми известняками лейаса, известковыми сланцами, радиоляритами, меловыми — эоценовыми пестроцветными филлитами и олигоценовыми турбидитами. Весь комплекс метаморфизован в зеленосланцевой фации.

Метаморфический комплекс тектонически перекрывается собственно Тосканским аллохтоном; в его основании залегают кавернозные известняки нория, остаточные от выщелачивания ангидритов, по которым произошел срыв Тосканского покрова со своего основания. Выше кавернозных известняков залегают различные известняки рэта, лейаса (в том числе известная фация «аммонитико россо»), мергелистые известняки и радиоляриты доггера — мальма, пестроцветные аргиллиты мела — эоцена и, наконец, олигоценовый песчанистый флиш «Мачиньо». Все эти отложения практически не метаморфизованы.

На северо-востоке, вдоль линии Фалтерона — оз. Трасимено Тосканский покров надвинут на наиболее внешнюю из апеннинских зон — Умбрийскую, представляющую, по существу, паравтохтон, смещенный также по эвапоритам верхнего триаса. Разрез этой зоны заметно отличается от разреза Тосканской зоны лишь в интервале олигоцен — миоцен. Флиш появляется в Умбрийской зоне только в среднем миоцене («мергельно-песчанистая формация» — чередование песчаников, алевролитов, мергелей и глин), а предшествующее флишу накопление пелитоморфных глинистых известняков и мергелей продолжалось в течение позднего мела, палеогена и раннего миоцена. В промежутке между Тосканской и Умбрийской зонами известен песчанистый флиш Церварола, образовавшийся в олигоцен-миоцене, перекрывающий тосканское «Мачиньо» и содержащий олистостромы из лигурийского (см. ниже) материала.

Тосканская и Умбрийская зоны вместе образуют подводную континентальную окраину Адрии; Апуанский комплекс должен был занимать промежуточное между ними положение [Carmignani et al., 1978]. Надо полагать, что фундамент Умбрийской зоны должен быть более древним и более глубоко метаморфизованным, чем фундамент Апуанской зоны.

Наиболее верхний комплекс покровных пластин Северо-Апеннинского сооружения — Лигурийский, носит уже эвгеосинклинальный характер и происходит из осевой зоны геосинклинальной системы. Внешние лигурийские покровы состоят из глубоководного карбонатного гельминтоидного флиша сантонско-палеоценового возраста и несколько более грубого флиша палеоцен-эоценового возраста. В основании разреза залегают мощные олистостромы с участием офиолитов и герцинских гранитоидов, а в кровле — олигоценовые (и раннемиоценовые?) андезитовые туфы и конгломераты. В долине Полчевера к западу от Генуи гельминтоидный флиш подстилается глинистым сеноман-туроном и нижним мелом и карбонатами (известняки, доломиты) юры и верхнего триаса. Материал внешних лигурийских покровов происходит, очевидно, из зоны, промежуточной между эв- и миогеосинклиналью и, возможно, с краевого поднятия сиалического основания (герцинские гранитоиды!).

В основании собственно эвгеосинклинальных внутренних лигурийских покровов залегает офиолитовая ассоциация, состоящая из текто-

---

[1] Это и есть стратотип данной формации, но в Альпах и Карпатах под названием «веррукано» описывается аналогичного типа формация пермского, местами также раннетриасового возраста.

низированных ультрамафитов, габброидов, базальтовых вулканитов, кремней, кремнистых известняков и глинистых сланцев. Именно эта ассоциация и послужила исходным типом выделенной Г. Штейнманном офиолитовой «триады». Однако, по иронии судьбы, северо-апеннинские офиолиты при сравнении с большинством других офиолитов мира оказываются «атипичными». Выражается это прежде всего в том, что ультрамафиты представлены не гарцбургитами, как обычно, а лерцолитами. Комплекс пластинчатых даек здесь не обнаружен; присутствуют кумулятивные габбро и перидотиты, а также интрузивные габбро, а вулканиты обычно именуются диабазами. Осадочный слой начинается с радиоляритов, то связанных с эффузивами постепенным переходом (местами наблюдается чередование радиоляритов и лав), то залегающих на них и на подстилающих образованиях с размывом, с офиолитокластовыми песчаниками или офикальцитом в основании. Верхний предел возраста офиолитов устанавливается по согласному перекрытию радиоляритов кальпионелловыми известняками титон-неокомского возраста. Отложения апта—турона имеют глинистый состав и перекрываются грауваковым флишем сеноман-туронского, местами более молодого, до палеоценового, возраста.

Самый верхний из лигурийских покровов — покров Антола-Кассио снова сложен гельминтоидным флишем верхнего мела — палеоцена, местами с обломочным материалом континентального происхождения в основании. Этот покров является общим для Апеннин и Западных Альп и первоначально, в позднем эоцене, как полагают, смещался в характерном для последних западном направлении. Затем он был перекрыт молассой верхнеэоценового — верхнемиоценового возраста и принял участие в перемещении апеннинских покровов к востоку, в конце концов перекрыв все лигурийские и тосканские покровы и придя в непосредственное соприкосновение с Умбрийским паравтохтоном.

Симметрично по отношению к лигурийским покровам расположены эвгеосинклинальные покровы северо-восточной Корсики. Офиолиты Корсики состоят из серпентинитов, спилитов, пиллоулав и радиоляритов; как и у лигурийских офиолитов в их кровле залегают кальпионелловые известняки. В отличие, однако, от лигурийских аналогов, корсиканские офиолиты испытали трехкратный региональный метаморфизм, сначала зеленосланцевой фации, затем высокого давления (зеленые сланцы с обильным глаукофаном и частично гранатом) и, наконец, опять зеленосланцевой фации, как считают Г. Зайдл и В. Захер [Alps. Apennines..., 1979]. Эти офиолиты, как и в Альпах, находятся в тесной ассоциации с первоначально перекрывавшими их «блестящими сланцами» (Schistes lustrés) позднетриасово (?)-юрско-раннемелового возраста и совместно с последними перекрыты «сланцами Аити» пестрого состава, включающими конгломераты и флишоидные образования. Весь этот комплекс шарьирован к западу на герцинский гранито-метаморфический фундамент Корсики, но в промежутке между ним и автохтоном находится паравтохтон из пермских риолитов и конгломератов, триасовых и юрских шельфовых карбонатов и несогласно на них залегающих эоценовых известняков и обломочных пород. Все эти образования образуют серию чешуй, которые частично включают и допермские граниты, и метаморфиты и местами затронуты альпийским метаморфизмом.

История становления Северо-Апеннинского покровного сооружения, по К.-Й. Рейттеру и И. Гросскурту, а также Дж. Сансуччи, сводится к следующему (см. рис. 9). Позднеэоценовая фаза диастрофизма, которой предшествовали слабые меловые и раннепалеогеновые деформации, затронула лишь внутренние лигуриды и корсиканские офиолиты с их чехлом, вызвав их перемещение в западном направлении (рис. 11). С олигоцена началось образование собственно Апеннин, первоначально со скучивания внешних лигурид и образования ими невулканической дуги, составившей внутренний борт желоба, в котором накапливался флиш

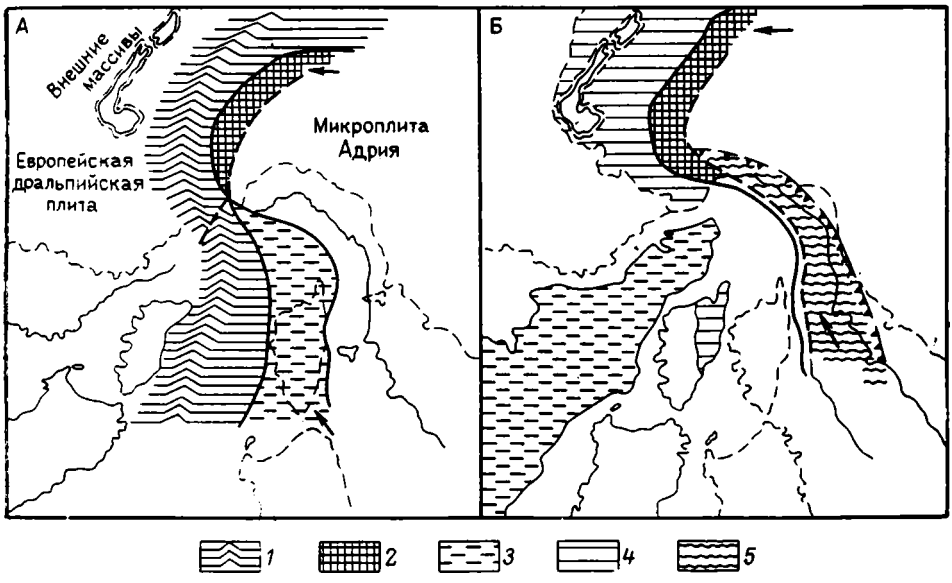


Рис. 11. Схема палеогеографической обстановки в конце эоцена со Среднеальпийской кордильерой (*А*) и в раннем миоцене после закрытия Пеннинско-Лигурийского океанского бассейна (*Б*) (по К.-Й. Рейттеру и др.).

1 — Мезоальпийское поднятие; *2* — зона коллизии; *3* — Апеннино-Лигурийская эвгеосинклиналь (*А*) и Лигурийское море (*Б*); *4* — Западные Альпы; *5* — Лигурийские покровы

Мачинью. В то же время на тыловой части лигурийских покровов уже происходило отложение молассы. В начале миоцена произошел срыв с фундамента внутренних тосканид, а в середине миоцена, в главную фазу апеннинского тектогенеза (тортон)—внешних тосканид. Одновременно продолжалось надвигание лигурийских покровов на тосканские и началось накопление песчано-мергельного флиша перед общим фронтом покровов в Умбрийской зоне. К концу миоцена—началу плиоцена внутренние лигурийские покровы под действием гравитации обогнали в своем северо-восточном перемещении внешние лигуриды и достигли края Паданского молассового бассейна, в котором образовались гигантские олистостромы, переслаивающиеся с тортоном, мессинием и нижним плиоценом. В плиоцене — квартере продолжалось опускание Паданского бассейна, а внутренняя часть Апеннин испытала поднятие, растяжение с проявлениями гранитоидного интрузивного (в частности, на о-ве Эльба) и кислого, а затем щелочного эффузивного магматизма. Возраст гранитов, по В. Бартолоци и П. Пассерини, от 7 до 3,5 млн. лет, эффузивов — от 9,5 до 0,25 млн. лет с общим омоложением магматизма в северо-восточном направлении [Sedimentary Geology, 1970]. Основной район интрузивного магматизма — Тосканский архипелаг, эффузивного — Тоскана и Лациум; крупное молодое вулканическое поле Лациума продолжается на юг до Рима и южнее.

Интерпретация результатов глубинного сейсмического зондирования привела К.-Й. Рейттера и др. [Alps. Apennines..., 1979] к выводу о том, что здесь наблюдается удвоение разреза континентальной коры (рис. 12; см. также рис. 10), связанное с поддвигом Адриатической микроплиты под Европейскую (Евразийскую). Таким образом допускается, что в то время как в Альпах Адриатическая плита надвигалась на Европейскую и океанская кора Пьемонтско-Лигурийского бассейна обдуцировалась на европейскую континентальную окраину, в Апеннинах аналогичный процесс поддвига Европейской плиты под Адриатическую шел на глубине, а близ поверхности движение масс океанской коры и чехла окраины Адрии шло в противоположном, восточном направлении (см. рис. 11).

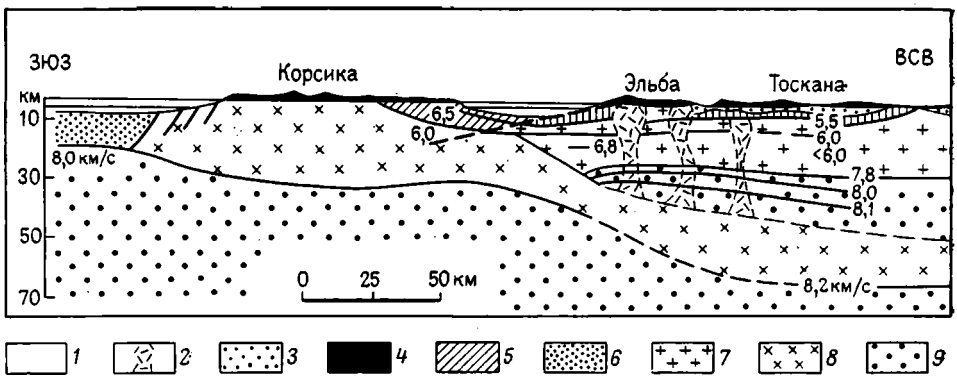


Рис. 12. Геологическая интерпретация сейсмического профиля МОВ по линии Корсика — Эльба — Тоскана (Сиена) (по К.-Й. Рейттеру и др.).

1 — неогеново-четвертичные отложения; *2* — плиоценовые плутонические породы; *3* — автохтонные и аллохтонные отложения Северных Апеннин; *4* — метаморфические породы Эльбы и Тосканы; *5* — Пеннинско-Лигурийские покровы; *6* — океанская кора Лигурийского моря; *7* — континентальная кора Адриатической плиты; *8* — континентальная кора Корсики и Сардинии; *9* — верхняя мантия

5. Южные Апеннины, Калабрия и Сицилия

Южные Апеннины, отделенные от Северных разломом Анцио — Анкона, образуют вместе с Калабрией и Сицилией крутую, выпуклую к юго-востоку дугу, в центре которой лежит молодая впадина Тирренского моря. Эта дуга обладает отчетливо выраженным центробежным покровным строением, ее фронтальная часть ныне располагается под Ионическим, а тыльная — под Тирренским морем. По набору структурно-формационных зон, образующих отдельные покровы, и их характеру Калабро-Сицилийская дуга вместе с Южными Апеннинами существенно отличается от Северных Апеннин и, напротив, обнаруживает черты сходства со своим западным, североафриканским продолжением (рис. 13), что подчеркивается многими, в основном французскими исследователями (А. Кэр, М. Дюран-Дельга и др.). Вместе с тем, собственно Южные Апеннины обладают некоторыми отличиями, главным образом в полноте выраженности отдельных зон (покровов) от Калабрии и Сицилии, что обязывает нас к их раздельному рассмотрению.

Южные Апеннины ограничиваются линией Анцио — Анкона на северо-западе, линией Сангинето на юге и Браданским передовым прогибом на восток-северо-востоке; их условную запад-юго-западную грани-

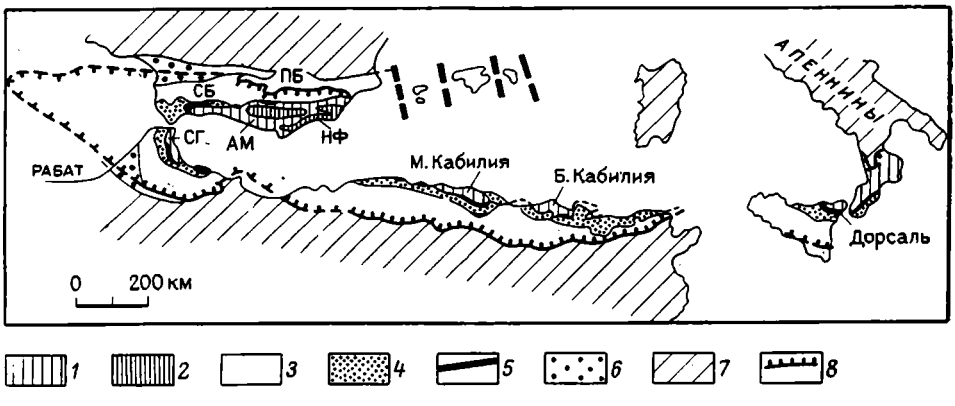


Рис. 13. Структурная схема Бетид и Магрибид (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе).

1, 2 — внутренние зоны; *3* — внешние зоны; *4* — флишевые зоны; *5* — известняковые кряжи («Дорсаль»); *6* — передовые прогибы; *7* — платформы. Апеннины: *8* — фронты шарьяжей. Зоны: ПБ — Предбетская, СБ — Суббетская, АМ — Альпухарриды — Малагиды, НФ — Невадо-Филлабриды, СГ — Себтиды — Гомариды

цу составляет берег Тирренского моря. Это самая возвышенная часть всего Апеннинского п-ова — горы Абруццы и особенно массив Гран-Сассо д'Италия (2914 м). Кроме Абруццы, Южные Апеннины занимают две исторические области Италии — Кампанию и Луканию (Базиликату).

Линия Анцио — Анкона в современной структуре представляет надвиг Умбро-Маркской зоны Северных Апеннин с ее батиальными фациями мезозоя и палеогена на область более мелководных, но также карбонатных фаций гор Абруццы. Палеогеографические исследования показывают, что линия Анцио — Анкона как фациальная граница обозначилась еще в начале юры [Castellarin et al., 1978] и, следовательно, отвечает разлому глубокого заложения. Линия Сангинето является нарушением гораздо меньшего значения и, очевидно, очень молодым; кинематически это левый сдвиг.

Браданский прогиб юго-восточного простирания представляет южное звено передового прогиба общего для Северных и Южных Апеннин и отделяет последние от приподнятой части Адриатического массива — карбонатной платформы Монте Гаргано-Апулия. На юго-востоке прогиб открывается в Тарантский залив Ионического моря. Образование Браданского прогиба с началом накопления моласс относится к среднему миоцену, а в конце раннего плиоцена его внутренний борт, занимающий область Молизе, подвергся интенсивным деформациям и был надвинут в виде покрова на внешний борт; этот надвиг «запечатан» верхним плиоценом. На севере на Молизский аллохтон непосредственно надвинута Абруццская известково-доломитовая шельфовая серия; местами Молизский покров испытал ретрошарьяж в направлении последней. На юге, в Лукании, Абруццский (или собственно Южно-Апеннинский) покров оказывается на большой площади перекрытым офиолитовым покровом Фридо, а затем калабро-луканским флишем, образующим покров Чиленто и выступает из-под этих двух последних покровов в крупном тектоническом окне. Поверх покрова Чиленто сохранились останцы самого верхнего, Сицилийского покрова (рис. 14).

Абруццская карбонатная шельфовая серия в основании сложена триасом типа веррукано, за которым следует мощная толща доломитов и известняков от верхнего триаса до палеоцена. На ней трансгрессивно залегает карбонатно-обломочный, частично флишоидный (турбидиты), но в общем, скорее, молассовый миоцен.

Покров Фридо включает метаморфизованную офиолитовую ассоциацию и перекрывающую ее флишоидную карбонатно-терригенную формацию раннемелового возраста. Ультрабазиты офиолитового комплекса, превращенные в серпентиниты, первоначально представляли лерцолиты, отчасти гарцбургиты и вебстериты. Метабазиты петрохимически близки к океанским толеитам. Встречаются также габбро. Метаморфизм относится к начальной глаукофановой фации с лавсонитом и кросситом, но без самого глаукофана; он затрагивает и осадочные породы, перекрывающие метабазиты.

Разрез покрова Чиленто начинается с черных аргиллитов апт-альба (предфлиш) и продолжается сеноманско-эоценовым карбонатным флишем. Разрез Сицилийского покрова состоит из верхнемеловых — нижнепалеогеновых пестроцветных аргиллитов и известняков, верхнеэоценовых — олигоценовых или верхнеолигоценовых — миоценовых туфопесчаников с обломками андезитов, несогласно перекрытых нижне- или среднемиоценовым флишем.

Калабрия и Сицилия. Наиболее низкое положение в покровном сооружении (рис. 15) здесь также занимает известково-доломитовая серия триаса — нижнего миоцена, подстилаемая филлитами и кварцитами, очевидно, нижнего триаса. Верхняя пластина представлена более кремнистыми и более глубоководными отложениями, чем нижняя. Среди образований верхнего мела — эоцена встречаются щелочные базальты.

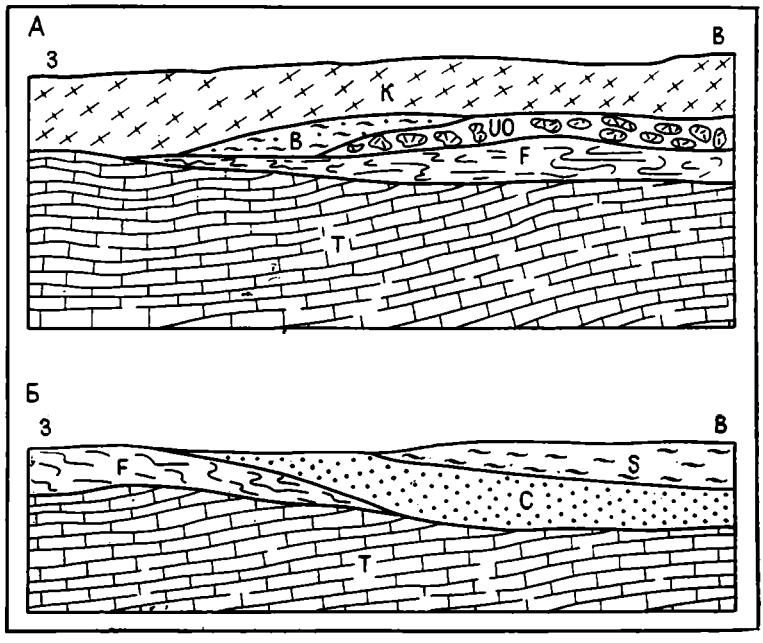


Рис. 14. Тектонические элементы Тирренского Берегового хребта (А) и Южных Луканских Апеннин (Б) (по П. Спадеа, Л. Торторичи и Г. Ланцафаме).

Т — нерасчлененные покровы карбонатных пород (Донато, Поллино, Вербикаро), F — покров Фридо, ИО — верхний офиолитовый покров, В — покров Баньи, К — покров Полна-Копанелло («диорито-кинцигитовый покров» прежних авторов), С — покров Чиленто, S — покров Сицилид

В Сицилии аналоги этого карбонатного покрова известны как Панормиды; они выступают, в частности, в районе Палермо и горах Мадонии. Породы нижнего офиолитового покрова испытали в Калабрии более интенсивный, типично глаукофановый метаморфизм. Метаморфизм верхней офиолитовой пластины обнаруживает изменения от лавсонит-альбитовой фации на Тирренском побережье до пренит-пумпеллиитовой восточнее, в глубине северной Калабрии. Здесь пиллоу-лавы, радиоляриты и аргиллиты верхов офиолитовой ассоциации перекрываются кальпионелловыми известняками того же типа, что и в Северных Апеннинах.

Однако главным отличием рассматриваемого региона от южных Апеннин является характер образований лежащих тектонически выше карбонатов и офиолитов. Это мощный комплекс герцинских и догерцинских метаморфитов и гранитоидов, выступающих в горных массивах Центральной Калабрии (массив Сила), Южной Калабрии (Аспромонте и др.) и северо-восточной Сицилии (Пелоританский массив), разделенных молодыми грабенами Катандзаро и Мессинского пролива. Догерцинский возраст имеет, вероятно, комплекс, сложенный гнейсами, кинцигитами, мраморами, амфиболитами, метаультрабазитами (метаморфизм достигает гранулитовой фации), интрудированными позднепалеозойскими гранитоидами. Он образует в Центральной Калабрии покров Кастанья (см. рис. 14, Б), перекрывающий покров Баньи, представлявший первоначально, вероятно, чехол этого кристаллического комплекса. Покров Баньи состоит из филлитов с прослоями метапесчаников и метабазитов со среднепалеозойской фауной, трангрессивно перекрытых конгломератами типа веррукано, а затем радиоляритами, доломитами и кремнистыми известняками; верхи этой толщи относятся к нижнему мелу. В Сицилии мезозойские известняки слагают чешуи к югу от Пелоританского массива, образующие Известняковый хребет — аналог Дорсаля[1] Магрибид (см. ниже). На породах Пелоританского

[1] От французского dorsale — спинной хребет.

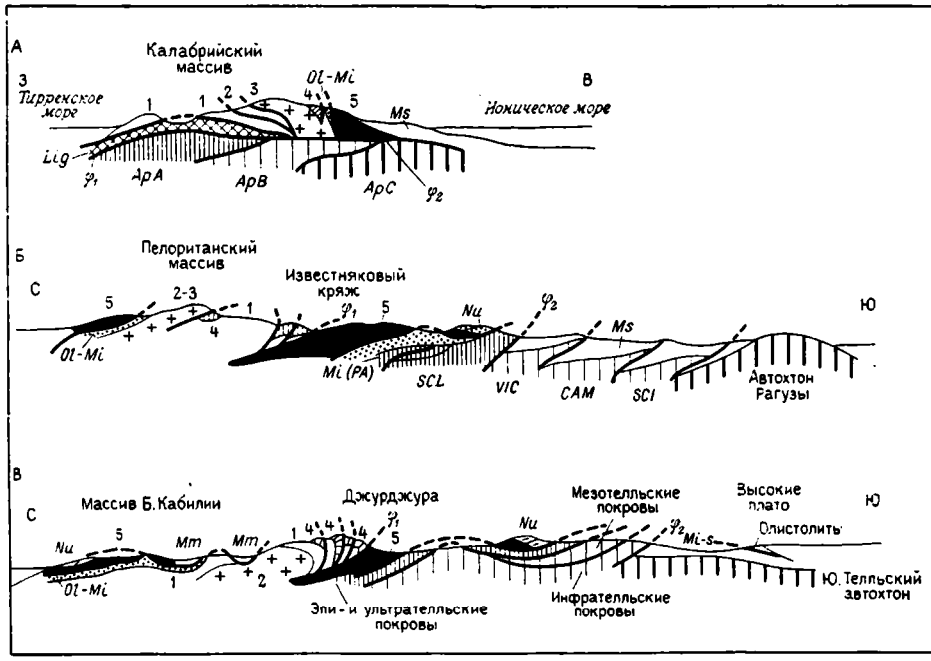


Рис. 15. Схематические тектонические профили различных сегментов восточной части Магрибид (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе).

А — Калабрия (интерпретативный профиль), Б — Сицилия (сборный профиль), В — Телль (к востоку от Эль-Джезаира). *1—4* — внутренние массивы: *1* — палеозойские складчатые сланцы, *2—3* — гнейсы, *4* — мезозойский чехол («Дорсаль» или Известняковый хребет); *5* — флиш; *Ol—Mi* — олигоцен—миоцен.

На профиле А: φ_1—φ_2 — тектонический контакт Магрибид, надвинутых в целом на покровы Апеннин, *Lig* — внутренние покровы Лигурид с офиолитами Лукано-Калабрийской области; *ApA*, *ApB*, *ApC* — условное тектоническое подразделение внешних известняковых зон Апеннин. *Ms* — верхний миоцен.

На профиле Б: φ_1 — фронт надвигов внутренних зон (ранний миоцен); φ_2 — фронт надвигов посредине внешних зон; *Mi* — «внешний нумидий» — послепокровный чехол Панормид (*PA*), шарьированный на покров Склафани (*SCL*); надвиговые чешуи, перемежающиеся с верхним миоценом: *VIC* — Викари, *CAM* — Каммарата, *SCI* — Скиачча.

На профиле В: φ_1 — фронт надвигов внутренних зон (ранний миоцен), *Mm* — послепокровный миоцен, *Nu* — нумидий, φ_2 — фронт южнотелльских покровов, *Mi—S* — миоцен Южно-Теллского передового прогиба

массива и впереди него в Сицилии (см. рис. 15, Б) залегают останцы «внутреннего» флиша (=флишу Чиленто Лукании и северной Калабрии), перекрытого нумидийскими песчаниками олиго-миоцена. Сам Пелоританский массив с известняками оболочки надвинут к югу на «внешний» флиш титонско-эоценового возраста, несогласно перекрытый олиго-миоценом. Этот флишевый покров Леонте-Соро, в свою очередь, перекрывает нумидийские песчаники залегающие на карбонатах Панормид, либо включающие последние в виде олистоплак. Следующим, более внешним покровом является покров Склафани, сложенный радиоляритами — отложениями прогиба, окаймлявшего с юга карбонатную «платформу» Панормид. Еще южнее простирается область широкого развития верхнемиоценовых и плиоценовых моласс — впадина Кальтанисетта — передовой прогиб сицилийских альпид. На северо-западе она частично наложена на покров Склафани, а восточнее в ее основании, и частично на поверхности прослеживаются паравтохтонные надвиговые чешуи, сложенные сначала мелководными, а южнее глубоководными кремнистыми известняками и радиоляритами юры и мела. Эти надвиги частично затрагивают и молассу, в которую включены огромные олистолиты и олистоплаки панормидских известняков (напомним, что Сицилия — родина понятий олистолит и олистостром, введенных Г. Флоресом). На юго-востоке молассовый прогиб ограничивается уже вполне автохтонным платформенным поднятием Рагузы и гор Иблеи — аналогом Апулийской платформы и передовым элементом Мальтийско-Пелагийской плиты Африканского кратона.

Становление покровно-складчатой структуры Калабрии и Сицилии закончилось к позднему миоцену, сменившись фазой глыбовых движений, приведших к формированию впадины Тирренского моря и ряда продольных (Мессина, Крати и др.) и поперечных (Катандзаро, Сибари и др.) грабенов. Только за четвертичное время амплитуда поднятия массивов Пелоританского, Аспромонте и др. составила 1—1,5 км. Современная высокая сейсмичность региона — свидетельство продолжения этих движений.

Все структуры Сицилии обрезаны на востоке меридиональной зоной разломов, продолжающей западнее ограничение грабена Мессинского пролива и, в свою очередь, продолжающейся к югу в качестве тектонической границы между Мальтийско-Пелагийским шельфом и глубоководной впадиной Ионического моря. К этой зоне разломов тяготеет вулканическое сооружение Этны. На западе Сицилию и восточное окончание альпид Магриба разделяет рифтовая система Тунисского пролива, с вероятной правосдвиговой составляющей. На севере, в Тирренском море, параллельно побережью Сицилии простирается цепочка вулканических Эоловых островов. Вулканизм носит известково-щелочный характер и связывается с активностью глубокой сейсмофокальной зоны в Ионическом море, наклоненной на север-северо-запад под Сицилию и Калабрию под углом около 55° и достигающей глубины около 450 км.

6. Телль-Атлас

Телль-Атлас представляет основное звено в системе Магрибид; он простирается более чем на тысячу километров вдоль побережья Алжира и Туниса при ширине порядка 150 км. В строении Телля различают три основных зоны — внутреннюю, центральную — флишевую и внешнюю (см. рис. 13).

Внутренняя зона состоит из двух главных элементов — прибрежных массивов Большой и Малой Кабилии (и несколько более мелких) и Известнякового хребта («Дорсаля») на их периферии. Разрез Кабильских массивов включает два основных комплекса. Более древний обнаруживает последовательность от гнейсов, в том числе очковых с возрастом 563±24 млн. лет, через слюдяные сланцы и амфиболиты до мраморов и серицитовых сланцев с прослоями графитовых сланцев и порфироидов. На этом фундаменте с размывом залегает палеозойский чехол, очень слабо метаморфизованный, начинающийся конгломератами и продолжающийся песчано-глинистыми и глинистыми отложениями верхнего кембрия, ордовика и силура с фауной и пачками вулканитов. Девон представлен терригенным флишем с мощным олистостромом близ кровли. В низах карбона залегают радиоляриты, выше красные известняки и аргиллиты верхнего визе и далее мощная сланцево-граувакковая, типа кульма формация визе — намюра. Эти образования в Большой Кабилии пересечены гранитами с возрастом 279±9 млн. лет. Пермь начинается конгломератом типа веррукано и вместе с триасом сложена в основном красноцветной молассой.

Известняковый хребет представляет ряд антиклинальных чешуй (см. рис. 15), разделенных относительно крутыми разрывами, но в целом полого надвинутых на флиш следующей к югу зоны. В этих чешуях палеозой и триас перекрываются мелководной карбонатной формацией юры — эоцена, на которой залегает обломочный палеоген.

С тыла, на севере древние комплексы Кабильских массивов перекрываются полого наклоненной к морю олигоцен-миоценовой молассой, на которой залегает тектонический покров верхнемелового флиша и нумидийских песчаников низов миоцена; все это запечатано послепокровным миоценом.

Зона флишевых покровов. К югу от Кабильских массивов простирается относительно неширокая зона развития мощного мел-палеогенового флиша, образующего ряд тектонических покровов. Разли-

чают более внутренний «мавританский» флиш и более внешний «массилийский». Особый, верхний покров образует «нумидийский» песчаный флиш, в основном раннемиоценового возраста. Впереди основной зоны флишевых покровов, поверх Внешней зоны Телльского орогена сохранились останцы тех же покровов, свидетельствующие об их более значительном распространении и о крупных масштабах горизонтального перекрытия.

Внешняя, собственно Телльская зона. Наиболее внешняя зона Телльского орогена сложена серией покровов (ультра-, эпи-, мезо- и инфрателльские покровы, по М. Кикену), которые возникли из осадков различных частей крупного и глубокого мел-палеогенового прогиба, наложенного на юрский карбонатный шельф. Основной тип отложений этого прогиба мергели и тонкозернистые известняки; в сеноманe — туроне известны радиоляриты. Наиболее глубоководные фации слагают наиболее внутренние и занимающие наиболее высокое положение покровы, т. е. «ультра» и «эпи» (см. рис. 15, В), в более низких и внешних пластинах («мезо») наблюдается чередование батиальных и неритических осадков, а инфрателльские покровы спускаются в передовой прогиб, где подверглись переотложению в виде олистостромов. Это произошло уже в позднем миоцене, в тортоне, в то время как покровы внутренних зон орогена запечатаны уже средним миоценом.

Предтелльский (Южно-Телльский) передовой прогиб. Этот прогиб, выполненный морской миоценовой молассой, до тортона включительно прослеживается вдоль всего южного края Телльского орогена, выходя на востоке к морю в районе Бизерты в Тунисе. На юге он отделен флексурой от Высоких плато (Оранская Месета) на западе и Тунисского Атласа на востоке.

Телльский прогиб в восточном направлении выклинивается и в связи с этим порожденные им покровы исчезают, перекрываясь к тому же флишевыми покровами более внутренней зоны. В Тунисе именно эти последние приходят в тектонический контакт с миоценом передового прогиба. Кроме того, в восточном Алжире (район Константины) в надвиговые деформации оказывается вовлеченной внешняя часть карбонатной платформы Высоких Плато.

7. Эр-Риф

Покровно-складчатое сооружение Эр-Рифа[1] составляет наиболее западный элемент Магрибид, непосредственно не соединяющийся на суше с Телль-Атласом; это соединение скрыто под морем. Эр-Риф имеет форму полумесяца, выпуклого к юго-западу, длиной около 350 км. На востоке он простирается широтно, западнее постепенно приобретает меридиональное простирание, идя на соединение с Бетской Кордильерой, но срезается под прямым углом Атлантическим побережьем и Гибралтарским проливом. Риф, как и Магрибиды в целом имеет сложное покровное строение; в нем выделяют три основных зоны, не считая передового прогиба.

Внутренняя зона Эр-Рифа аналогична Кабильским массивам Телль-Атласа и состоит из трех главных покровных единиц: Себтид, Гомарид и Известнякового хребта («Дорсаля»). Эти покровы в целом надвинуты к югу и западу на смежную зону флишевых покровов, но испытали в своей тыльной части ретрошарьяж в направлении впадины моря Альборан (рис. 16).

Себтиды состоят из трех элементов — слабо метаморфизованных песчано-глинистых пермско-триасовых образований так называемой серии Федерико, слюдяных сланцев и силлиманитовых гнейсов и массива перидотитов, отчасти габбро Бени-Бусера с кинцигитовой оболочкой.

---

[1] Описание дано в основном по Ж. Сютеру [Тектоника Европы..., 1978] и М. Дюран-Дельга [Géologie des chaînes alpines..., 1980].

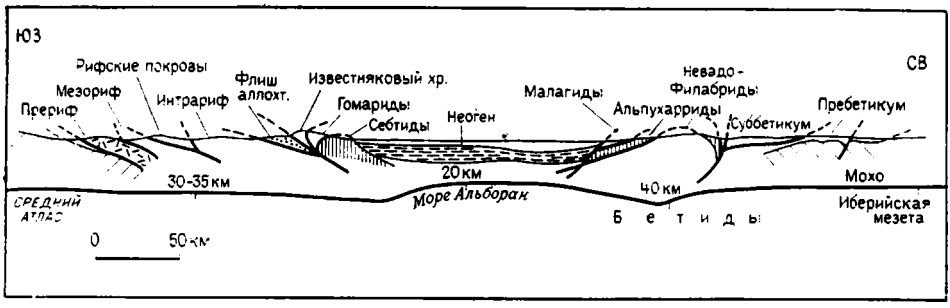


Рис. 16. Обобщенный схематический профиль Бетской и Рифской складчатых систем (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе). Профиль уточняет лишь современное относительное положение главных тектонических элементов. Поверхность Мохо гипотетична.

Природа массива Бени-Бусера является спорной: некоторые французские исследователи видят в нем выход пород древней мантии (Ж. Корнпробст и др.), советские же геологи, проведшие здесь детальные работы, считают его типичной стратиформной интрузией, а кинцигиты — ее метаморфическим ореолом.

Гомариды сложены палеонтологически охарактеризованным и неметаморфизованным палеозоем — граптолитовыми сланцами силура, сланцами с прослоями известняков девона, мощными песчано-сланцевыми, отчасти конгломератовыми отложениями девона — карбона в фации кульма, с растительными остатками, трансгрессивными рифовыми известняками верхнего визе — нижнего намюра, наконец, несогласно залегающими красными пермскими конгломератами. Останцы более молодого чехла представлены известняками лейаса и эоцена; более широко распространены песчано-глинистые отложения олигоцена — нижнего миоцена, напоминающие нумидийские песчаники.

Известняковый хребет (Дорсаль) характеризуется развитием платформенных известняково-доломитовых отложений среднего и верхнего триаса и лейаса, которые подстилаются нижнетриасовыми и пермскими образованиями типа Гомарид и перекрываются более глубоководными кремнисто-карбонатными отложениями доггера — низов эоцена, включающими радиоляриты мальма и кальпионелловые известняки титона — валанжина. Выше несогласно залегает песчано-глинистая толща верхнего эоцена — нижнего миоцена.

Внутренняя зона испытала несколько фаз деформаций. Первые две фазы, из которых вторая сопровождалась метаморфизмом амфиболитовой фации, предшествовали силуру. С третьей фазой — предаквитанской или, скорее, конца раннего миоцена связан альпийский зеленосланцевый метаморфизм серии Федерико. В четвертую фазу, в конце среднего миоцена Внутренняя зона с уже сформированной структурой была надвинута на зону флишевых покровов.

Зона флишевых покровов. Наиболее древними образованиями этой зоны являются, очевидно, зеленокаменные породы и серпентиниты — реликты офиолитовой ассоциации, обнаруженные в основании одного из покровов, наряду с известняками и мергелями с прослоями кремней доггера, радиоляритами, известняками и доломитами мальма, мергелями и известняками с кальпионеллами титон — берриаса. Выше следует мощный (более 2,5 км) нижнемеловой флиш, перекрываемый мергельно-известняковой формацией верхнего мела — нижнего палеогена. Олигоцен представлен мощнейшей и однообразной толщей слюдистых песчаников (нумидийская фация).

Граничные поверхности отдельных покровов залегают субгоризонтально, но их внутренняя структура характеризуется интенсивным смятием, однако метаморфизм и даже кливаж отсутствуют. Покровы образовались после среднего миоцена; последние движения, усложнившие

контакты данной зоны со смежными, произошли уже в самом конце миоцена.

Зона внешнего прогиба. Субстратом Внешней зоны служат гипсо-соленосный триас, верхнепалеозойская моласса и более древний, заметно метаморфизованный палеозой. Основной же разрез слагает непрерывная серия отложений от юры до эоцена в глубоководных фациях с преобладанием флиша и пелагических известняков в наиболее внутренней части зоны. Начиная с середины эоцена ось прогиба перемещается к внешнему краю, где до начала плиоцена продолжают накапливаться глубоководные мергели. Между тем во внутренней части зоны отлагаются все более мелководные и грубообломочные осадки, а с середины миоцена эта область вовлекается в поднятие и на нее надвигаются флишевые покровы.

Внутреннее строение рассматриваемой зоны довольно сложное, что неудивительно, учитывая ее большую ширину (до 150 км), однако слагающие ее элементы уже не столько аллохтонные, сколько паравтохтонные (М. Дюран-Дельга). В поперечном сечении различают три подзоны (Ж. Сютер). Внутренняя подзона, или Интрариф, имеет своим основным элементом антиклинорий Кетама, в котором на известняках лейаса — байоса залегает мощный терригенный флиш юры — нижнего мела, разделенный пелагическими известняками титон-неокома. Более высокая часть разреза — мергели и известняки верхнего мела — обычно смещена тектонически (покров Танжера) во внешнюю сторону.

Центральная подзона внешнего Рифа, или Мезориф, также имеет общее антиклинорное строение и на востоке обнажена лишь в тектонических окнах из-под покровов, происходящих из более внутренних зон (именно здесь Ж. Марсе в 1938 г. было впервые установлено покровное строение Рифа). По набору отложений Мезориф в общем мало отличается от Интрарифа; здесь также широко развит флиш, но проявлены значительные домиоценовые движения. Отложения обеих подзон испытали кливаж и эпизональный метаморфизм. Между внутренней и центральной подзонами предполагается существование крупного разлома, в современной структуре выраженного сдвигом.

Во внешней подзоне или Предрифе происходит утонение и выклинивание юрско-меловых флишевых формаций и фациальный характер осадков свидетельствует о приближении форланда. Наиболее важным элементом внешнего Предрифа является крупный олистостром из различных пород более внутренних зон Эр-Рифа, возникший в среднем и начале позднего миоцена. Кроме того, здесь много хаотических выходов гипсоносного пестроцветного триаса с офитами. Структура внутреннего Предрифа очень сложная; высказано мнение, что выходы мезозойских известняков со сложными условиями залегания здесь также являются лишь включениями (очевидно олистоплаками) в миоценовом олистостроме. Основные деформации Интрарифа и Мезорифа относятся к среднемиоценовой фазе, Предрифа — к самому концу миоцена — началу плиоцена. Предриф представляет фактически внутреннюю зону передового прогиба Эр-Рифа. Внешняя зона этого прогиба выражена так называемым Южно-Рифским коридором и Гарбом. Она сложена мощной (до 3 км) верхнемиоценовой (тортонской) мергельной молассой, подстилаемой, по данным бурения, непосредственно палеозоем Марокканской Месеты. Моласса эта залегает уже субгоризонтально. На нее надвинута, а частично с ней переслаивается фронтальная часть олистострома внешнего Предрифа, причем амплитуда надвигания по данным бурения не менее 20 км. На западе во фронте надвига Предрифа появляются складки-чешуи, сложенные мезозойскими известняками в краевых фациях Рифского бассейна.

В миоцене сначала внутренняя, а затем и внешняя зоны Телля и Рифа были втянуты в сводово-глыбовые поднятия. На их фоне возникли межгорные впадины с накоплением «послепокровной» миоценовой молассы, сначала континентальной, затем морской.

8. Южные Атласиды

Помимо собственно альпийских эпигеосинклинальных покровно-складчатых сооружений Эр-Рифа и Телля, Магрибиды включают более внешнюю и южную полосу складчатых сооружений, возникших в пределах мезозойских прогибов, заложенных в начале юры или даже триасе (в виде рифтов) на эпигерцинской платформе, примыкающей с севера к древнему Африканскому кратону. Их складчатые деформации явились, как и деформации Юрских гор, как бы побочным продуктом, отраженным эффектом поддвига Африканского кратона под альпийский ороген.

На западе в Марокко зона этих эпиплатформенных складчатых сооружений, по А. Фор-Мюре и Ю. Шуберту, начинается Высоким Атласом запад-юго-западного простирания, отделенным от Антиатласа — краевого поднятия древнего кратона — крупнейшим Южно-Атласским разломом, а от Марокканской Месеты — стабильного участка эпигерцинской платформы — менее значительным Северо-Атласким разломом [Тектоника Африки, 1973; Stets, Wurster, 1981].

Начало дифференциальных погружений Высокого Атласа и всей Южно-Атласской системы относится, как указывалось, к триасу или самому началу юры, и в течение лейаса и доггера в прогибах накапливалась относительно глубоководная преимущественно мергельная формация, замещавшаяся шельфовыми карбонатными осадками. В позднем лейасе погружение было прервано регрессией с накоплением красноцветов, в бате началась еще более значительная регрессия и впервые наметился план будущей складчатой структуры. Поздняя юра характеризовалась неустойчивой обстановкой с преобладанием накопления обломочных красноцветов, а на рубеже юры и мела происходит усиление деформаций. Ранний мел характеризуется преимущественно континентальным осадконакоплением, с отдельными пачками известняков. С позднего альба начинается позднемеловая трансгрессия с отложением известняково-мергельной формации, которая продолжается с некоторыми перерывами и несогласиями в плиоцене — эоцене. После среднего эоцена наступает главная эпоха деформаций; к этому времени в южноатласских прогибах накапливается не менее 3—4 км, а местами (Орес на стыке Сахарского и Тунисского Атласа, см. ниже) до 6—9 км осадков. Еще более интенсивные, чем в конце эоцена, деформации происходят в конце олигоцена, когда в основном и оформляется складчатая структура Высокого Атласа, описываемая как складки юрского типа — острые прямые антиклинали, разделенные широкими плоскодонными синклиналями. Вся эта складчатость сорвана с фундамента по подошве гипсоносного триаса. Генезис этих складок М. Дюран-Дельга связывает со сдвиговыми перемещениями блоков фундамента и его общим ступенчатым поднятием над прилегающими плитами.

В миоцене складки усложнились разрывами-надвигами, и в их ядрах выступил соленосный триас. Высокий Атлас приобрел общую антивергентную структуру с надвиганием на смежные прогибы. Новые, но уже более слабые деформации имели место в плиоцене, после чего произошло общее воздымание Атласских хребтов, захватившее и их периферию.

Восточным продолжением Высокого Атласа в Алжире служит Сахарский Атлас, отделенный от Телль-Атласа плитой Высоких Плато, с менее мощным и полого лежащим юрско-меловым осадочным чехлом и континентальными обломочными осадками молассоидного типа в депрессиях. Прогибы, выполненные неоген-четвертичными молассоидами, прослеживаются и вдоль южного склона Сахарского Атласа, к югу от Южно-Атласского разлома и на краю Африканского кратона. Структура Сахарского Атласа выражена сундучными брахиантиклиналями, разделенными более широкими выполненными мелом синклиналями. К востоку от меридиана Эль Джезаира Южно-Атласский разлом

разделяется на две ветви. Одна из них, видимо, пересекает восточное окончание Сахарского Атласа и направляется к северо-востоку, достигая г. Туниса; другая, основная ветвь отклоняется к юго-востоку, в направлении г. Триполи. Между этими ветвями располагается складчатая зона Тунисского Атласа[1], в общем северо-восточного простирания. На востоке она ограничивается меридиональным разломом, за которым в полосе побережья и в море лежит обширная «Пелагийская плита» (П. Бюролле) — антеклиза Африканской платформы, обладающей здесь скорее всего байкальским (или переработанным в байкальскую эпоху) фундаментом. Фундамент же Тунисского Атласа еще предположительно герцинский, хотя уверенности в этом нет, и он тоже может быть байкальским, ибо последние выходы геосинклинального палеозойского комплекса известны на западе Высоких Плато и на севере в Малой Кабилии.

Складчатая структура Тунисского Атласа оформилась значительно позже, чем остальных Атласид, а именно лишь в плиоцене — квартере, но с предварительными фазами деформаций в конце эоцена и в раннем миоцене. Соответственно разрез чехла наращивается здесь палеогеном и неогеном, которые слагают синклинали, в то время как в антиклиналях, скошенных к юго-востоку и на севере осложненных надвигами, выступают мел или юра. Широко распространены диапировые прорывы соленосного триаса (на юге и лейаса). Вдоль меридионального Восточно-Тунисского разлома складки приобретают параллельное ему простирание. Разлом этот обнаруживает развитие начиная с юры; к нему приурочена полоса поднятий, отраженная в изменениях фаций и мощности (Ж. Кастани, П. Бюролле). Складки Тунисского Атласа пересечены молодыми грабенами поперечного к ним направления. Их образование связано, очевидно, с растяжениями в смежной части Средиземного моря (Тунисский пролив и др.).

На юго-востоке треугольника, образованного Восточно-Тунисским разломом и ветвями Южно-Атласского разлома, выделяется другое конседиментационное поднятие Кассерин («остров Кассерин» тунисских геологов) существовавшее с мела. В восточном крыле Восточно-Тунисского разлома и южном крыле юго-восточной ветви Южно-Атласского разлома протягиваются цепочки неоген-четвертичных впадин (Периатласские прогибы), ныне занятых пересыхающими солеными озерами — «шоттами»; дно их местами лежит ниже уровня моря (Шотт Гарса).

В целом Высокий, Сахарский и Тунисский Атласы образуют систему горных сооружений, протянувшуюся вдоль края Африканского кратона на 2,5 тыс. км от Агадира на Атлантическом берегу до Туниса на Средиземноморском. От основной системы на стыке Высокого и Сахарского Атласов отходит к северо-востоку складчатая зона длиной в 250 км, известная под названием Среднего Атласа. Она достигает Средиземноморского побережья в районе алжиро-марокканской границы, отделяя Эр-Риф от Телля и Марокканскую Месету от Высоких Плато. Средний Атлас у́же основной системы и характеризуется менее напряженной складчатой структурой.

9. Бетские Кордильеры и Балеарский архипелаг

Складчато-покровная система Бетских Кордильер[2] занимает крайний юг Иберийского п-ова, простираясь на 600 км от Кадисского залива до южных окрестностей Валенсии и продолжаясь на востоке в Балеарском архипелаге (кроме о-ва Минорки). Общее простирание системы запад-юго-западное; на западе она поворачивает к югу и по другую сторону Гибралтарского пролива продолжается в Рифской системе Магриба.

---

[1] Описывается по П. Бюролле [Тектоника Европы..., 1978].
[2] Описывается в основном по Х. Фонтботе [Тектоника Европы..., 1978].

Северным форландом Бетских Кордильер служит эпигерцинская платформа Иберийской Месеты, герцинское складчатое основание которой выступает на поверхность также на о-ве Минорка; разрез Минорки очень сходен с разрезом Береговых цепей Каталонии. Близширотное простирание Бетских Кордильер резко несогласно по отношению к северо-запад — юго-восточному простиранию внутренней структуры герцинского фундамента Иберийской Месеты. На западе, в бассейне р. Гвадалквивир сооружение Бетских Кордильер отделено от Месеты передовым Гвадалквивирским прогибом, выполненным в основном морской молассой миоцена, которая местами подстилается платформенным мезозоем. В западном направлении, начиная с района Севильи и особенно в Кадисском заливе, мощность молассы заметно возрастает, а ее разрез продолжается в плиоцен и квартер; одновременно в фундаменте становятся более ощутимыми ступенчатые сбросы, с нарастающим опусканием к югу.

Сооружение Бетских Кордильер отчетливо надвинуто на Гвадалквивирский прогиб, причем это надвигание началось уже в раннем миоцене, судя по присутствию на этом уровне в разрезе прогиба многочисленных и крупных олистоплак из пород Суббетской зоны (см. ниже) — продуктов гравитационного шарьяжа соответствующего возраста.

К востоку Гвадалквивирский прогиб мелеет и выклинивается, а наиболее северным элементом Бетского сооружения оказывается Предбетская зона. Сложена она смятым и сорванным с герцинского основания мелководно-морским и лагунно-континентальным мезозойским и палеоген-нижнемиоценовым чехлом южного края Иберийской Месеты и в общем носит характер паравтохтона. Срыв произошел по эвапоритам триаса; с этими же эвапоритами связаны проявления диапиризма, которые имели место еще до главной фазы деформаций, наступившей в середине миоцена. Складчатость Предбетской зоны отличается четкой северной вергентностью и нередко осложнена надвигами, но настоящих шарьяжей здесь не отмечено; общее перемещение чехла по отношению к фундаменту превышает, тем не менее, 15 км.

Предбетская зона тектонически перекрывается на западе полностью образованиями Суббетской зоны, имеющими аналогичный стратиграфический диапазон, но представленными уже чисто морскими, пелагическими и даже частично батиальными фациями, преимущественно известняково-мергельными. Исключение составляет триас, еще сохраняющий свой германотипный облик. Мощность отложений значительно выше, чем в Предбетской зоне и, в отличие от последней, наблюдаются проявления магматизма — «офиты» (долериты с диаллагом) в триасе, пиллоу-лавы, силлы, туфы основного состава в тоаре — нижнем мелу. В эоцене — олигоцене местами развит карбонатный флиш.

Заключительные деформации Суббетской зоны примерно одновременны деформациям Предбетской зоны, но здесь им предшествовали более ранние перерывы и несогласия, в частности между ранним и поздним мелом. В структурном отношении Суббетская зона состоит из нескольких шарьяжных пластин (три на меридиане Гренады).

Предбетская и Суббетская зоны в совокупности образуют внешнюю область Бетского орогена, отличающуюся от внутренней области — собственно Бетской зоны отсутствием выходов домезозойского субстрата и проявлений альпийского метаморфизма. Бетская зона надвинута с юга на Суббетскую зону, но вдоль этого надвига местами выступают чешуи, сложенные карбонатным альпийским триасом и более поздним мезозоем и палеогеном бетского типа, весьма напоминающим «Известняковый хребет» (Дорсаль) Рифа и Телля. В этой же пограничной полосе, начиная с района в 40 км восточнее Гренады и далее к западу и юго-западу, особенно широко в районе Кампо-де-Гибралтар, известны флишевые образования от раннемелового до раннемиоценового возраста, опять-таки весьма сходные с магрибскими (в частности, с мавританским и нумидийским флишем) и несомненно составляющими их прямое продол-

жение. Флиш образует пластины гравитационных покровов или олистоплаки, залегающие в основном поверх образований внешних, но местами и внутренних зон.

Бетская зона, составляющая внутреннюю область Бетских Кордильер, состоит из трех тектонически наложенных один на другой комплексов (единиц). Нижний комплекс — Невадо-Филабрид выступает в тектонических окнах и сложен исключительно интенсивно деформированными метаморфическими образованиями, в основном графитовыми и слюдяными сланцами с прослоями кварцитов; верхняя часть комплекса сложена известковыми и доломитовыми мраморами с гипсом и прослоями гнейсов, образованных по кислым пирокластолитам. Литологический характер этой верхней серии позволил отнести ее к перми (?) — триасу; подстилающие ее метаморфиты являются, очевидно, палеозойскими, несут следы доальпийских деформаций и местами интрудированы герцинскими метагранитами. Важно отметить, что с данным комплексом кое-где ассоциируются серпентиниты и эклогиты, рассматриваемые как избежавшие субдукции реликты мезозойской коры океанского типа.

Покровная структура Невадо-Филабрид является явно более поздней, чем метаморфизм и пластические деформации слагающих их пород, поскольку поверхности шарьяжей несогласно секут изограды метаморфизма.

Средний тектонический комплекс Бетской зоны — комплекс Альпухаррид. Нижняя часть его разреза состоит из метапелитов, часто графитовых, с прослоями кварцитов; в основании появляются гнейсы; возраст, вероятно, ранне- и среднепалеозойский. Выше следуют метапелиты, местами пестроцветные, с прослоями кислых лав и пирокластолитов, скорее всего пермского и раннетриасового возраста. Они постепенно сменяются толщей известняков и доломитов с окаменелостями среднего и верхнего триаса южноальпийского типа. Более молодые образования в Альпухарридах отсутствуют. В структурном отношении они состоят из нескольких покровных пластин. Одна из них вмещает ультраосновной массив Серрания-де-Ронда, возраст которого в последнее время трактуется как позднемеловой — раннепалеогеновый.

Наиболее верхний и внутренний комплекс Бетской зоны и орогена в целом — комплекс Малагид. В этом комплексе мы находим прежде всего неметаморфизованный или почти неметаморфизованный, охарактеризованный фауной палеозой — филлиты и известняки силура, карбонатный флиш нижнего — среднего девона, граувакки верхнего девона — нижнего карбона. Выше с несогласием залегают конгломераты с галькой пород с фауной визе, кластический пермо-триас и далее пелагическая серия вплоть до нижнего миоцена, но с многочисленными перерывами. Палеозой вмещает дайки и силлы основных магматитов с палеоценовыми радиометрическими датировками.

Складчато-покровная структура Бетских Кордильер окончательно сложилась, как отмечалось выше, к позднему миоцену. Это доказывается, в частности, существованием серии межгорных впадин, ограниченных разломами и выполненных верхнемиоценовой — четвертичной грубой молассой, но с участием морских фаций в верхнем миоцене (связь с Гвадалквивирским прогибом).

С новейшей разрывной тектоникой связаны небольшие проявления вулканизма на юго-востоке Бетского орогена: среднего — кислого состава в миоцене, основного — в плиоцене, щелочно-базальтового — в квартере. Эти проявления разрывной тектоники и магматизма тесно связаны с образованием впадины моря Альборан.

10. Пиренеи

Пиренеи представляют собой побочную ветвь основного ствола альпийского орогена Европы, примыкающую к Альпам в районе Прованса, несколько севернее сочленения Альп и Апеннин. Собственно горная си-

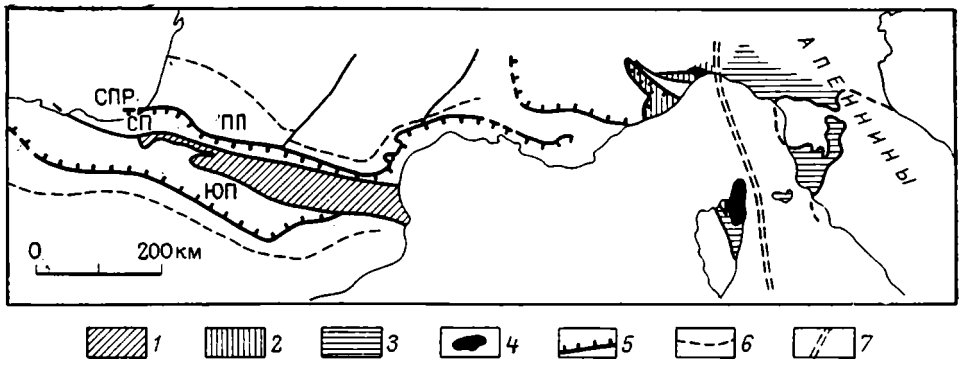


Рис. 17. Структурная схема альпийских складчатых систем на севере Западного Средиземноморья (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе, упрощенно).

1 — осевая зона Пиренеев; *2—3* — Лигурийские зоны Альп (*2*) и Апеннин (*3*); *4* — Пьемонтская зона; *5* — периферические надвиги; *6* — внешние границы передовых прогибов; *7* — раздел Альпы — Апеннины; СП — Северо-Пиренейская зона, ЮП — Южно-Пиренейская зона, СПР — Северо-Пиренейский разлом, ПП — Предпиренейский прогиб

стема Пиреней, простирающаяся от вершины Бискайского залива Атлантики к Лионскому заливу Средиземного моря, имеет длину всего 450 км, однако вместе с установленными геофизикой и отчасти бурением (в Лионском заливе) продолжениями вдоль северной подводной окраины Иберийского п-ва и в Лионском заливе и Провансе общая длина Пиренейской системы («Больших Пиреней») составит уже более 1200 км (рис. 17). Максимальная ширина Пиренейской системы порядка 130 км, т. е. по масштабу Пиренеи («Большие») лишь немного уступают Кавказу, с которым их часто сравнивают. Действительно, черты сходства заключаются в интракратонном положении обеих систем (особенно Пиреней), их прямолинейности (в противоположность дугообразно изогнутым Альпам, Карпатам и другим звеньям альпийского пояса), отсутствии крупных шарьяжей; наряду с этим имеются и определенные отличия, которые будут ясны из последующего изложения. На северо-западе Пиренеи сопровождаются Предпиренейским передовым прогибом, севернее сливающимся с Аквитанской синеклизой (бассейном молодой Западно-Европейской платформы); на северо-востоке почти вплотную подходят к южной окраине Центрально-Французской антеклизы (массива). На юге Пиренеи ограничены другим передовым прогибом — впадиной Эбро, которая на востоке сменяется выступом герцинского фундамента молодой платформы, прибрежными цепями Каталонии. Западное подводное продолжение Пиреней протягивается между Гесперийским герцинским массивом и новообразованной океанской впадиной Бискайского залива, а юго-восточнее достигает аналогичной впадины Алжиро-Прованского бассейна Средиземного моря.

Изучались Пиренеи преимущественно французскими геологами (Л. Бертран, Г. Гитар, М. Кастерас, М. Маттауер), отчасти испанскими, немецкими, голландскими (отметим в особенности работы Л. У. де Ситтера). В советской литературе о Пиренеях писали А. А. Богданов и Е. В. Павловский.

Во взглядах на тектоническую природу и общую структуру Пиренеев происходила заметная эволюция. Так, например, «ультранаппистская» концепция Л. Бертрана сменилась периодом почти полного отрицания шарьяжей, которым в последние годы снова отводится заметная роль в строении Пиренейской системы. Наблюдалась также тенденция исключения Пиренеев из альпийского пояса и их определения как в основном герцинского сооружения, исходя из крупных выступов герцинского фундамента в осевой зоне; такая точка зрения отражена в сводке Г. и Ж. Термье (1957 г.) и в объяснительной записке к первому изданию Тектонической карты Европы — книге «Тектоника Европы» (автор

раздела «Пиренеи» М. Кастерас). Эта точка зрения справедливо была раскритикована А. А. Богдановым (1958 г.), а затем М. Г. Руттеном; последний указал, что осевую зону Пиренеев «...правильнее рассматривать... как часть древнего и значительно более обширного герцинского орогена, который более или менее случайно был поднят и вскрыт в центре пересекающего его альпийского орогена». Контуры Пиренеев начали намечаться только в триасе (М. Маттауер).

В современной структуре Пиренеев центральное место принадлежит Осевой зоне с крупными выходами палеозоя и отчасти докембрия. Наибольшей ширины и полноты развития она достигает в Центральных и Восточных Пиренеях, а к западу суживается и погружается. С севера Осевую зону сопровождает Северо-Пиренейская внешняя зона, отделенная от нее Северо-Пиренейским глубинным разломом, игравшим, как мы увидим ниже, кардинальную роль в истории Пиренеев, с юга — более широкая Южно-Пиренейская внешняя зона. Обе эти зоны надвинуты на передовые прогибы и складчатый чехол платформы, но южная зона целиком сорвана с подложья и на всем протяжении ограничена надвигом, северная же зона — лишь на крайнем западе, близ Бискайского залива, и востоке, в Лангедоке и Нижнем Провансе (рис. 18).

В строении Осевой зоны участвуют четыре комплекса домезозойских образований. Древнейший из них представлен в основном гнейсами, в том числе очковыми, среди которых имеются и пара-, и ортопороды, а также кристаллическими сланцами. Возраст этого комплекса ныне достаточно надежно радиометрически (Rb/Sr метод) установлен в 580—550 млн. лет — массивы Канигу и Агли [Vitrac, Allègre, 1971], т. е. как байкальский. Это, конечно, не исключает возможности, что мы здесь имеем дело с более древним, даже раннедокембрийским фундаментом, переработанным в байкальскую эпоху. Мощность байкальского кристаллического комплекса, метаморфизованного в амфиболитовой и отчасти гранулитовой фациях, оценивается Г. Гитаром в 6—7 км.

Следующий комплекс мощностью около 4 км состоит из эпиметаморфических, в основном терригенных пород нижнего палеозоя — в нижней части филлитов, серицитовых сланцев с пачками и линзами мраморизованных известняков, предположительно относимых к кембрию, и в верхней части аспидных сланцев и кварцитов, вероятно, ранне- и среднеордовикского возраста. Этот комплекс, отграниченный не очень четко выраженными несогласиями от ниже- и вышележащего, можно условно считать каледонским, поскольку его перекрывают уже практически неметаморфизованные отложения верхнего ордовика.

Третий, собственно герцинский геосинклинальный комплекс включает слои от верхнеордовикских до намюрских. Литологически в этом комплексе можно выделить три формации: нижнюю терригенную (O_3—D_1) — глинистые сланцы, в силуре — битуминозные граувакковые песчаники, в верхах (D_1) прослои известняков; среднюю карбонатную (известняковую), с подчиненными песчаниками и сланцами — D_{2+3} и верхнюю сланцево-песчаниковую, типа кульма (C_1), залегающую на средней трансгрессивно; этот перерыв часто рассматривается как проявление бретонской фазы тектогенеза. Однако главные герцинские деформации произошли между ранним намюром и поздним вестфалом, т. е. в судетскую или рудногорскую фазу. С ними совпадает становление массивов герцинских гранитоидов, играющих весьма существенную роль в структуре Осевой зоны Пиренеев. Среди этих плутонов различают два главных типа: синтектонические лейкократовые граниты, связанные с мигматитами, и посттектонические гранодиориты. Предполагается, что первые являются автохтонными, представляя продукт плавления (анатексиса, палингенеза) верхней части древней континентальной коры, на которой развивались герцинские Пиренеи, а вторые — аллохтонными, возникшими в результате плавления на границе мантии и коры и ассимиляции образовавшейся таким образом магмой более кислых пород верхов коры.

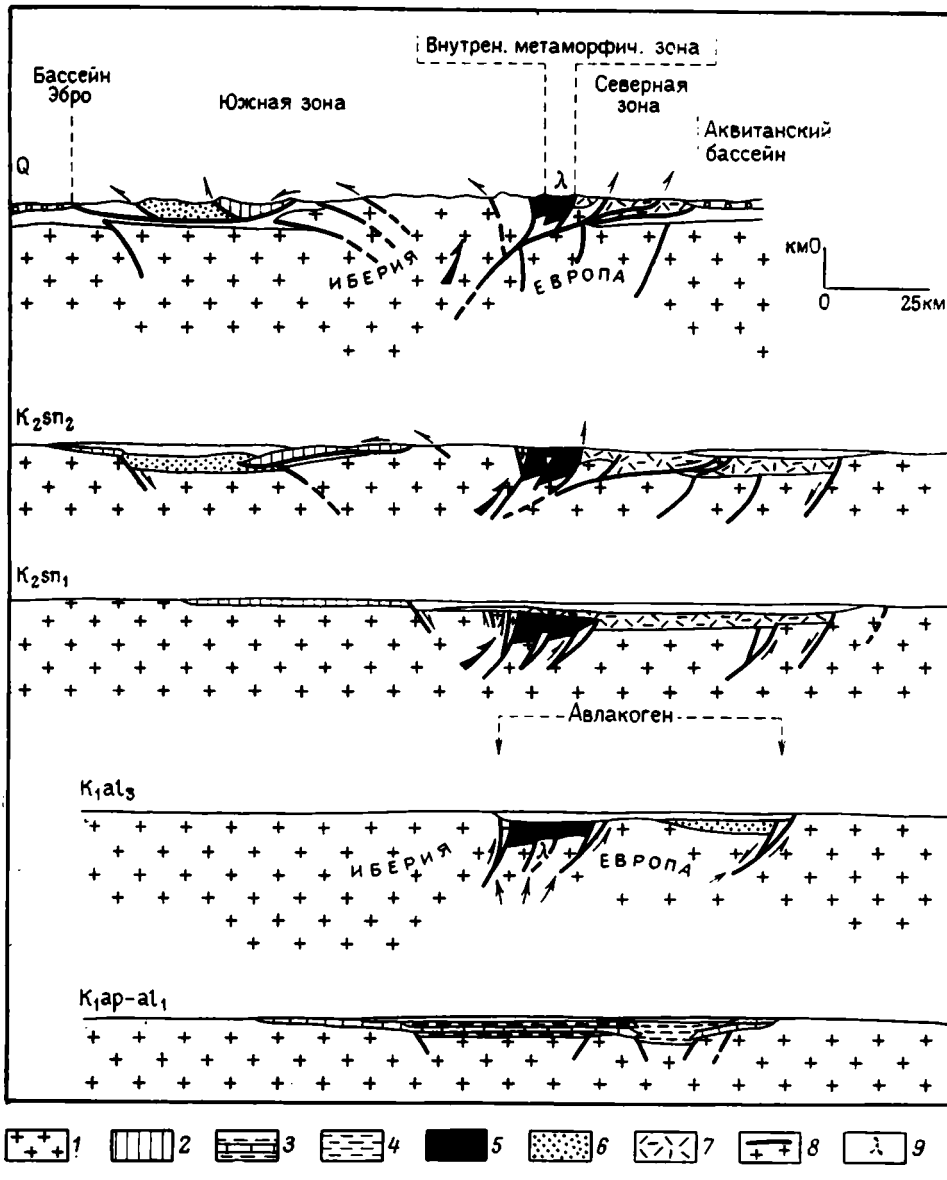


Рис. 18. Опыт восстановления тектоно-седиментационной эволюции Пиренеев на пересечении Наварра — Лангедок (по П. Суке и Э. Деброас).

1 — палеозойский фундамент; *2* — известняки (на нижнем профиле ургонские); *3* — чередование известняков и мергелей; *4* — мергели с аммонитами; *5* — аспидный флиш; *6* — черный флиш; *7* — флиш с фукондами; *8* — бокситы (на нижнем профиле); *9* — λ-лерцолиты

В структурном отношении породы докембрийского основания слагают ядра гнейсовых и мигматитовых куполов типа Канигу в Восточных Пиренеях, нижнепалеозойский (каледонский) комплекс образует оболочку этих куполов, а среднепалеозойский смят в сильно сжатые, до изоклинальных, острые, кливажированные складки с общей северной вергентностью. Примерно на границе второго и третьего комплексов наблюдается региональная поверхность срыва, которая приурочена к высокопластичным битуминозным сланцам силура.

Четвертый домезозойский комплекс Пиренеев включает верхнепалеозойские молассы — угленосные вестфала — стефана и континентальные красноцветные перми, внизу песчано-глинистые, вверху конгломератовые; в кровле нижней пермской толщи наблюдаются излияния дацитов. Верхнепалеозойские молассы выполняют сравнительно не-

большие впадины, резко несогласно наложенные на более древние комплексы. М. Маттауер предполагает, что к позднему палеозою, т. е. к концу герцинского тектогенеза относится образование крупного правого сдвига вдоль северного края Осевой зоны, положившего начало отделению Иберийского блока от собственно Европейского.

В триасе Пиренеи развивались как часть Западно-Европейской эпигерцинской платформы. В их пределах развит обычный для последней разрез триаса — пестроцветный и континентальный нижний триас с «мелафирами», эпиконтинентальный морской средний и эвапоритовый верхний триас с внедрениями «офитов». Однако распределение мощностей триаса, превышающих местами 1000 м, уже оказывается подчиненным пиренейскому плану, с двумя «овалами погружения» (депоцентрами) — одним в вершине Бискайского залива и стране Басков и другим в Лангедоке, и с намеком на зону относительных поднятий вдоль будущей Осевой и Северо-Пиренейской зон. М. Готтис подчеркивает, что верхнетриасовые офиты и спилиты приурочены к Северо-Пиренейской зоне; значение этого факта станет яснее дальше.

В юре и раннем мелу (до альба) осадконакопление в Пиренеях оставалось платформенным, точнее квазиплатформенным, но было целиком морским и почти целиком карбонатным, притом с заметным увеличением мощности на месте будущих Пиренеев. Эта мощность местами превышает 2000 м; один только нижний мел нередко имеет мощность более 1000 м, причем максимумы его мощности приурочены к отдельным ваннам в пределах Северо-Пиренейской и Южно-Пиренейской зон.

Тектоническая дифференциация заметно усилилась в позднем апте и альбе, когда на смену неритическим осадкам в прогибах по обе стороны Осевой зоны пришли известково-глинистые или глинистые отложения значительной мощности (см. рис. 18). Вероятно в это же время прошло раскрытие Северо-Пиренейского шва [Gottis, 1972], заложенного в качестве правого сдвига еще в конце герцинского этапа. Вдоль этого «зияния» на поверхности появились образования офиолитового типа — лерцолиты (само название этой породы происходит отсюда) и другие перидотиты, а также эффузивы толеитового состава. Таким образом, только с конца раннего мела можно с достаточным основанием говорить о Пиренейской геосинклинальной системе. П. Суке и Э. Деброас предпочитают говорить об авлакогене [Souquet, Debroas, 1980].

Эпоха растяжений, завершившая ранний мел, была довольно кратковременной, и уже перед сеноманом, а в Стране басков — перед поздним альбом сменилась первыми импульсами сжатия. Эти импульсы привели к подъему Осевой зоны с размывом мезозойского чехла и одновременно к образованию глубоких и узких прогибов по обе ее стороны и даже, позднее, в ее пределах. Северо-Пиренейский прогиб с позднего альба (на западе) или сеномана (на востоке) начал заполняться флишем. В Южно-Пиренейском прогибе в верхнем мелу преобладают плитчатые известняки и мергели умеренной мощности, и только на ограниченном пространстве на западе и востоке прогиба отлагался флиш. По внешней периферии обоих прогибов и в Осевой зоне сеноман или верхний альб залегают с резким несогласием на более древних образованиях до палеозойских включительно и захороняют местами довольно расчлененный рельеф.

Пиренейский верхнемеловый флиш довольно разнообразен по литологическому составу [Feuillée, 1970] — он то чисто терригенный и тогда темный «черный» (сеноман), то со значительным участием кремнистых известняков (сеноман — турон) или мергелей (кампан — маастрихт), порой весьма грубый (сантон—кампан). Местами с этим флишем связаны крупные экзотические глыбы, в основном карбонатных пород юры и нижнего мела; они были описаны П. Ламаром (1936 г.) как «осадочные клиппы», и этот термин получил некоторое распространение

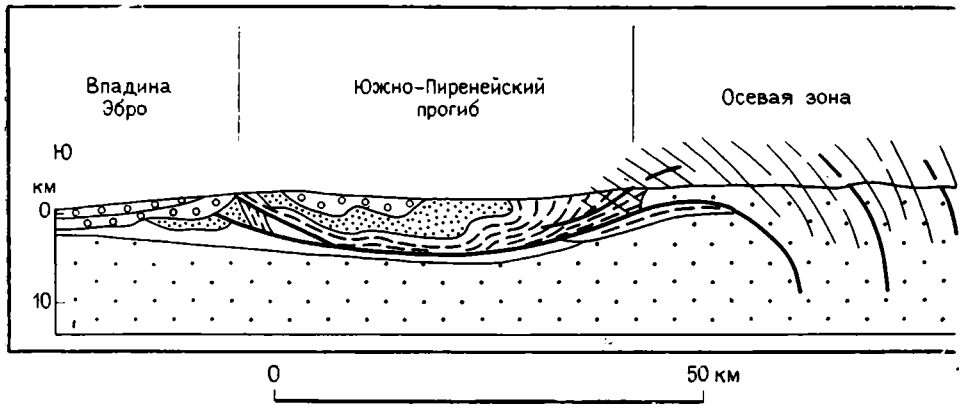


Рис. 19. Схематический разрез центральной части Пиренеев (по П. Шукруну и М. Маттауеру).

1 — молосса; *2* — эоцен; *3* — мел; *4* — юра; *5* — триас; *6* — варисский комплекс; *7* — кливаж; *8* — разломы

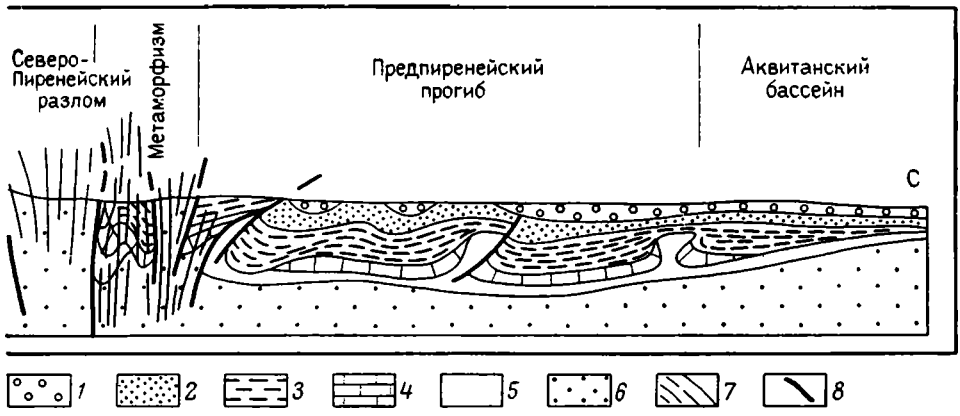
в литературе, пока не был вытеснен более выразительным и кратким термином итальянского происхождения — «олистолиты».

Картина распределения флишевых прогибов в Пиренеях наиболее четко вырисовывается в кампане. Флишевые троги замыкаются на востоке, указывая на существование области размыва в районе Лионского залива и, напротив, расширяются и сливаются на западе, в вершине Бискайского залива, который несомненно уже существовал в это время как глубоководный бассейн. Соответственно в трогах функционировали мощные продольные донные течения, разносившие материал, принесенный с бортов мутьевыми потоками. Протяженность главного, северного прогиба составляет 400 км. Если принять продольный уклон его дна всего в 1°, придется придти к выводу, что глубины на западе достигали нескольких тысяч метров; скорость же накопления осадков варьировала от 1,6 до 3,0 мм в тысячу лет. По периферии флишевых трогов располагались более широкие площади шельфовой седиментации — обломочной или карбонатной.

К концу мела происходит заполнение значительной части прогибов. Этот процесс начинается с востока — усиление поднятий в районе Лионского залива приводит к образованию веера конгломератов подножья, переходящих по периферии в песчано-глинистые красноцветы (так называемый гарумний верхнего маастрихта — танета). На крайнем западе сохраняется морской и достаточно глубоководный бассейн (от 500 до 1500 м по данным сравнительно-экологического анализа фораминифер), с постепенным переходом от мела к палеогену.

В зоне Северо-Пиренейского разлома на рубеже мел — палеоген произошли довольно интенсивные складчатые деформации, сопровождавшиеся региональным метаморфизмом высокой температуры — низкого давления. М. Маттауер и М. Сегюре относят к этому времени интрузии лерцолитов, но можно думать, что речь идет о протрузиях, а первое появление лерцолитов у поверхности имеет более древний возраст (см. выше). Имеются, однако, и настоящие интрузии этой фазы — мелкие тела тералитов и сиенитов.

В эоцене погружения вновь усиливаются и возобновляется широкое накопление флишевой формации, на этот раз не только в Северо-Пиренейской зоне (терригенный флиш), но и в Южно-Пиренейской, где эоценовый карбонатный флиш достигает мощности более 5 км, с крупными плоскими органогенно-известняковыми олистоплаками того же возраста. Флишевые прогибы продолжаются на запад вдоль южной окраины Бискайского залива. На востоке Осевой зоны тем временем продолжает сохраняться суша, на юге с накоплением конгломератов, а на



восточном продолжении Северо-Пиренейской зоны, в Лангедоке отлагаются озерные известняки.

В позднем эоцене нарастают признаки регрессии. В Южно-Пиренейском прогибе наблюдается быстрый, но вполне согласный переход от флиша к морской молассе, затем лагунной молассе с гипсом и, наконец, континентальной грубообломочной. В гипсоносных слоях между Памплоной и Сангуэсой французским геологом Ж. Ф. Манженом были найдены хорошие отпечатки ног птиц, наряду с отпечатками капель дождя и псевдоморфозами по каменной соли. Присутствие в этих же слоях характерных для флиша гиероглифов (механоглифов), их ритмичность и локальное развитие градационной текстуры позволили Манжену отнести эти образования еще к флишу и утверждать на основании этого примера, что флиш вообще образование сугубо мелководное. Ошибочность этого вывода хорошо показана П. Фейе [Feuillée, 1970].

В конце эоцена Пиренеи испытывают главную фазу своих деформаций (названную Г. Штилле пиренейской) и вступают в орогенный период развития. Формируется современная веерообразная складчато-надвиговая структура Пиреней, осложненная кливажем и местами начальным региональным метаморфизмом. Но уже в олигоцене восточная часть этого сооружения, обрезанная меридиональной системой ступенчатых сбросов или сбросо-сдвигов (Ронская зона разломов), погружается в Лионский залив. Осевая зона продолжает, напротив, активно воздыматься. Между тем на западе и на юге еще продолжается унаследованное прогибание. В конце олигоцена и эти районы охватываются складчато-надвиговыми деформациями, которые на западе продолжаются и в миоцене.

В целом доальпийский комплекс Пиренеев образует в их современной структуре несколько блоков, отделенных крутыми взбросами и обладающих крупнопологоскладчатым строением (мегантиклинали — мегасинклинали), если рассматривать последнее по кровле комплекса (рис. 19), внутренняя же его структура, как указывалось выше значительно более сложная. Взбросы, разграничивающие блоки, к поверхности выполаживаются и у периферии зоны на ее границе с Северо- и Южно-Пиренейской зонами переходят в надвиги и даже шарьяжи, притом с ныряющим лбом. Это относится в особенности к южному ограничению Осевой зоны, где в ее центральной части известен покров основания Гаварни. Вообще на востоке и в центре сооружения южная вергентность преобладает, на западе строение становится более симметричным.

Северо-Пиренейская зона обладает в общем небольшой шириной: максимальной на западе (40—50 км), минимальной на востоке (около 10 км). На юге ее отделяют от Осевой зоны главный в Пиренеях Северо-Пиренейский же разлом с вертикальной амплитудой до 5 км, вдоль которого на востоке наблюдаются внедрения (протрузии?) лерцолитов и других ультрабазитов и приурочен некоторый метамор-

физм пород мезозоя. Поверхность Мохо смещена по этому разлому почти на 20 км (глубина 30 км на севере, 50 км на юге). Сама Северо-Пиренейская зона сложена в основном мезозоем — карбонатной толщей юры — нижнего мела и более мощным верхнемеловым флишем. Но палеозойское основание также активно участвует в деформациях, хотя и образует более пологие структуры, благодаря дисгармонии в подошве верхнего триаса. Мезозой смят в узкие наклоненные к северу складки, осложненные крутыми надвигами. В центре и особенно на востоке палеозой появляется на поверхности в ядрах крупных антиклиналей, образуя массивы-сателлиты (по отношению к массивам Осевой зоны). Северо-Пиренейской зоне соответствует заметная положительная изостатическая аномалия (в противоположность слабой отрицательной аномалии Осевой зоны), что позволяет предполагать подъем поверхности Мохо, с которым, в свою очередь, должны быть связаны проявления офиолитового магматизма [Gottis, 1972].

С севера зона ограничена фронтальным Северо-Пиренейским надвигом, который, по данным бурения и геофизики, достигает наибольшей амплитуды — до 35 км [Zolnai, 1972] на западе, на границе с передовым прогибом, и значительно меньшей — на востоке. Детальные данные показывают, что это не одиное нарушение, а серия кулисообразно расположенных разрывов, к тому же разобщенных поперечными сдвигами. К югу от этой зоны разрывов верхний мел представлен флишем, к северу — платформенной карбонатной формацией. Данные бурения показывают, что флишевый и платформенный прогибы разграничивались предмеловым поднятием (к нему приурочены газовые месторождения — По и др.), послужившим упором, над которым и образовался фронтальный надвиг.

Предпиренейская (Субпиренейская) зона выражена различно на западе и на востоке. На востоке ее палеозойский фундамент приподнят над Северо-Пиренейской зоной, образуя краевую мегантиклиналь Мутуме со сложным и, возможно, покровным внутренним строением. Массив Мутуме представляет часть поперечного воздымания, соединяющего южный выступ Французского Центрального массива с Осевой зоной Пиренеев и отделяющего Аквитанский бассейн от зоны опусканий северо-западного Средиземноморья. Только к западу от этой перемычки, на юге перикратонного Аквитанского бассейна перед Пиренеями смог образоваться передовой прогиб, известный в литературе как бассейн Адур (по названию одноименной реки). Этот бассейн заполнен олигоцен-миоценовой молассой (на востоке моласса начинается в верхах лютета — «пуддинги Палассу»), несогласно перекрывающей довольно мощный триас — эоценовый платформенный чехол. Мощность молассы невелика — до 2 км; она смята в пологие складки, маскирующие более интенсивную линейную соляную тектонику платформенного комплекса.

Южно-Пиренейская зона — аналог Северо-Пиренейской — заметно шире последней и характеризуется почти общим срывом мезозойско-нижнепалеогенового чехла с герцинского фундамента. Основную роль в составе альпийского комплекса играет мощный (более 5 км) эоценовый флиш, перекрывающий карбонатную формацию низов палеогена — мела — юры; у южного края зоны последняя представлена лишь нижним палеогеном и верхним мелом, залегающими трансгрессивно на пермо-триасе. Флиш слагает крупные покровные синформы, осложненные мелкой, часто изоклинальной складчатостью, и нередко обнаруживает опрокинутое залегание. Подстилающая карбонатная формация дает более крупные складчатые структуры, но также интенсивно нарушенные надвигами.

Впадина Эбро (тыльный прогиб). Южно-Пиренейская зона в целом надвинута к югу по поверхности срыва в верхах триаса на выполненную мощной континентальной олигоцен-миоценовой молассой впадину Эбро. Дофлишевый комплекс перед фронтом надвига образует сложную антиклинальную зону, выступающую в рельефе в качестве

Сьерр Арагона. Молассовое выполнение впадины Эбро смято в узкие гребневидные антиклинали, разделенные широкими синклиналями.

11. Глубоководные впадины Западного Средиземноморья

Центральную часть рассматриваемой области занимают глубоководные бассейны, общие контуры которых хорошо обрисовываются двухкилометровой изобатой. Эти бассейны в общем как бы вписаны в петлю альпийских покровно-складчатых горных сооружений; исключение составляют испанское побережье между восточными окончаниями Пиренеев и Бетскими Кордильерами, принадлежащее эпигерцинской платформе, и небольшой участок французского побережья в районе герцинских массивов Мор и Эстерель. Кроме того, в самóм морском пространстве находятся крупные обломки области герцинской консолидации— Корсика и Сардиния.

Главным бассейном Западного Средиземноморья является Алжиро-Прованский бассейн, простирающийся в долготном направлении к западу от Корсики и Сардинии и к востоку от Балеарских о-вов, от французского побережья к алжирскому (см. рис. 2). Его максимальная глубина 2887 м. Ответвлениями этого бассейна являются Лигурийский бассейн на северо-востоке, между франко-итальянской Ривьерой и Корсикой, Северо-Балеарский бассейн на северо-западе, между Валенсийско-Каталонским побережьем и Балеарскими о-вами, и значительно более крупный и глубокий близширотный Южно-Балеарский (Алжирский) бассейн, между Балеарскими о-вами и побережьем Алжира. Западное, более мелководное продолжение этого бассейна, замыкающееся у Гибралтарского пролива, известно как море Альборан. Особое место в структуре Западного Средиземноморья занимает Тирренский бассейн между Корсикой— Сардинией на западе, Сицилией и Калабрией на юге и Апеннинами на востоке. Глубина этого бассейна достигает 3719 м.

Основные сведения о рельефе, геологическом строении и глубинной структуре Средиземного моря получены за последние 15—20 лет советскими, французскими, итальянскими и американскими экспедициями. Большое значение имеют результаты бурения скважин с судна «Гломар Челленджер», восемь из них было пробурено в Западном Средиземноморье.

Обобщение новейших материалов по Средиземноморью в целом содержится в ряде работ [Маловицкий, 1978; Biju-Duval et al., 1977; Ocean basins and margins, v. 4, A, B, 1978]. Вопросы тектоники Средиземноморья широко обсуждаются в ряде статей в журналах «Tectonophysics» и «Marine Geology» за 1978—1980 гг. и в работах советских авторов [Яншин и др., 1980].

Для удобства анализа Западно-Средиземноморская акватория может быть разделена на три части: 1) Алжиро-Прованская, Лигурийская и Северо-Балеарская впадины; 2) Альборанская и Южно-Балеарская впадины; 3) Тирренская впадина.

Алжиро-Прованская, Лигурийская и Северо-Балеарская впадины обладают общей довольно плоской и обширной абиссальной равниной с глубинами 2700—2900 м, ограниченной со всех сторон четко выраженным континентальным склоном. Ровный рельеф дна этой котловины обязан, очевидно, ее заполнению осадками, снесенными с континента и Корсики — Сардинии крупными (Эбро, Рона) и многочисленными мелкими реками. Осадконакопление, однако, лишь частично компенсировало новейшее погружение. Шельф на большей части периметра котловины очень узкий, за исключением трех участков: между Валенсией и Таррагоной, в районе Лионского залива и у побережья Лигурии. Кроме того, в Северо-Балеарском море значительную площадь занимает пространство с глубинами от 1000 до 2000 м, заканчивающееся на западе Валенсийским заливом.

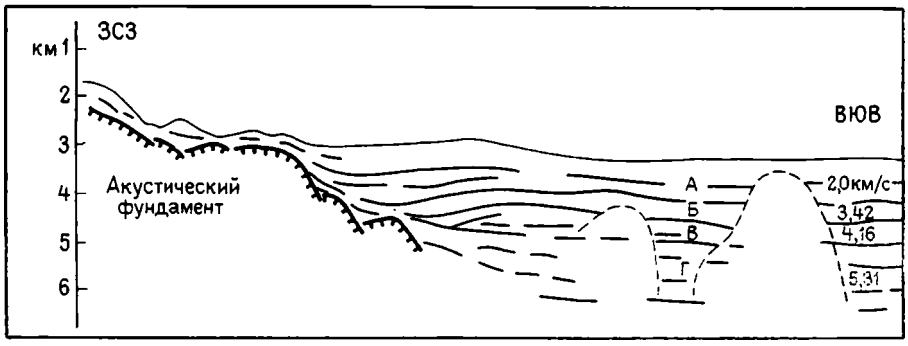


Рис. 20. Схематический профиль основания европейской континентальной окраины в Лигурийском море (по М. Реку и др.).

А — плиоцен—квартер, Б — верхний миоцен, верхние эвапориты, В — верхнемиоценовая соль, Г — подсолевые отложения

Уже на континентальной периферии рассматриваемой котловины мощность земной коры обнаруживает заметное уменьшение против нормальной для континентальных областей значений, например 17 км в районе Монако. Для глубоководной равнины эта мощность оценивается разными авторами цифрами от 11—12 до 15 км. При этом мощность осадочного слоя составляет 6—8 км. В его разрезе выделяется три комплекса [Recq et al., 1979]. Верхний, состоящий в основном из голубых пелагических мергелей с прослоями обломочных пород, увеличивающихся в мощности и крупности к периферии котловины, относится к плиоцену и квартеру; его мощность варьирует от нескольких сот метров до 1 км. Средний, эвапоритовый комплекс отвечает мессинию; он состоит из двух частей: верхняя часть сложена преимущественно гипсом, ангидритом и карбонатами и распространяется на периферию котловины, а нижняя состоит из каменной соли и ограничена в своем распространении глубоководным бассейном. Нижний подсолевой комплекс осадочного слоя имеет миоценовый (домессинский) и местами олигоценовый возраст и сложен предположительно тонкими терригенными отложениями, возможно, с прослоями вулканитов. На периферии бассейна, где проявлена аквитан-бурдигальская трансгрессия, эти осадки переходят в более грубые молассовые образования. Доолигоценовые отложения, известные в мелководном обрамлении центральной котловины, выклиниваются (срезаются) в зоне континентального склона.

Слои всех трех комплексов в пределах глубоководной котловины залегают практически горизонтально за исключением участков развития многочисленных соляных куполов, выявленных НСП и проявленных в рельефе абиссальной равнины холмами. К периферии котловины наблюдается подъем всех горизонтов осадочной толщи, но особенно быстрый подъем, вероятно осложненный сбросами (рис. 20), испытывает ее фундамент. При этом скорость продольных волн в последнем изменяется от 6,04 км/с под континентальной окраиной до 6,4—6,6 км/с под абиссальной равниной, что свидетельствует о коренном изменении состава фундамента, вероятно, о смене континентального типа океанским.

Мнение об океанском или субокеанском типе коры глубоководной котловины Алжиро-Прованского и смежных бассейнов разделяется, однако, не всеми исследователями. Оно критикуется, в частности, Я. П. Маловицким, выделяющим в верхней части кристаллической коры слой со скоростями 5,8—6,4 км/с, который он считает аналогом гранитного слоя континентов. Однако более новые данные по Лигурийскому морю, приведенные выше, позволяют относить этот слой скорее к подсолевому комплексу осадков, а кровлю консолидированной коры совмещать с кровлей образований со скоростью 6,4 км/с. Другой аргумент Я. П. Маловицкого заключается в результатах драгирования в Лигурийском море юж-

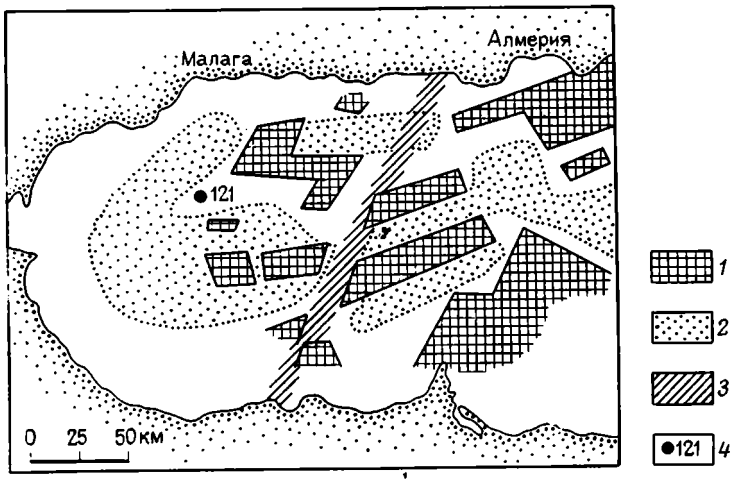


Рис. 21. Структурные черты Альборанского моря, включая зону разломов [Auzende, et al., 1975; Galdeano et al., 1974] и сейсмических профилей (по В. Ф. Диллону и др.).
1 — предполагаемые блоки с неглубоким залеганием фундамента; *2* — троги или впадины; *3* — предполагаемая зона разлома; *4* — скважина глубоководного бурения

нее Генуи и севернее Корсики и бурения скв. 133 к западу от Сардинии; во всех этих пунктах были обнаружены палеозойские метаморфиты. Но скв. 133 находится на подводной окраине Сардинии, а точки драгирования — в пределах континентальной окраины. Между тем, драгированием к юго-западу от Корсики были получены метаморфизованные базиты, вероятно толеиты по первичной природе [Bellaiche et al., 1979]. Авторы сообщения считают эту находку первым доказательством присутствия типичной океанской коры в Западном Средиземноморье, но если даже относиться к ней более осторожно, то в совокупности с остальными данными представление об океанском типе коры надо признать более правдоподобным, чем противоположное мнение.

Одним из характерных признаков типичной океанской коры могли бы явиться линейные магнитные аномалии. После ряда работ, в которых наличие таких аномалий здесь отрицалось, появилась статья [Bayer et al., 1973], в которой такие аномалии, правда, слабо выраженные, были установлены, но эти выводы оспариваются. Дополнительным доказательством в пользу рифтогенного, раздвигового происхождения Алжиро-Прованской котловины служат данные палеомагнетизма относительно былого примыкания Корсики — Сардинии к массиву Мор-Эстерель на побережье Франции, между Тулоном и Ниццей и отодвигания этого микроконтинента в результате его вращения против часовой стрелки, но к этому вопросу мы еще вернемся.

Альборанская и Южно-Балеарская впадины. Собственно море Альборан обладает глубинами менее 2000 м и, судя по разрезу скв. 121 глубоководного бурения, вскрывшей под верхним миоценом брекчию (?) высокометаморфизованных пород, подстилается континентальной корой. Кора в своей донеогеновой части сходна с метаморфическим комплексом, слагающим внутренние зоны Бетских Кордильер и Эр-Рифа. Эта кора подверглась здесь интенсивному раздроблению разрывами запад-юго-западного и юг-юго-западного — север-северо-восточного простирания, из которых наиболее важным является разлом в направлении Мелилья—западнее Альмерии (рис. 21). С разломной тектоникой связан известково-щелочной миоценовый магматизм, аналогичный проявленному в континентальном обрамлении моря Альборан, а также современная сейсмичность.

Осадочный слой моря Альборан, вскрытый скв. 121 глубоководного бурения и изученный НСП [Dillon et al., 1980], состоит из двух основных комплексов, разделенных угловым несогласием: плиоцен-четвертичного

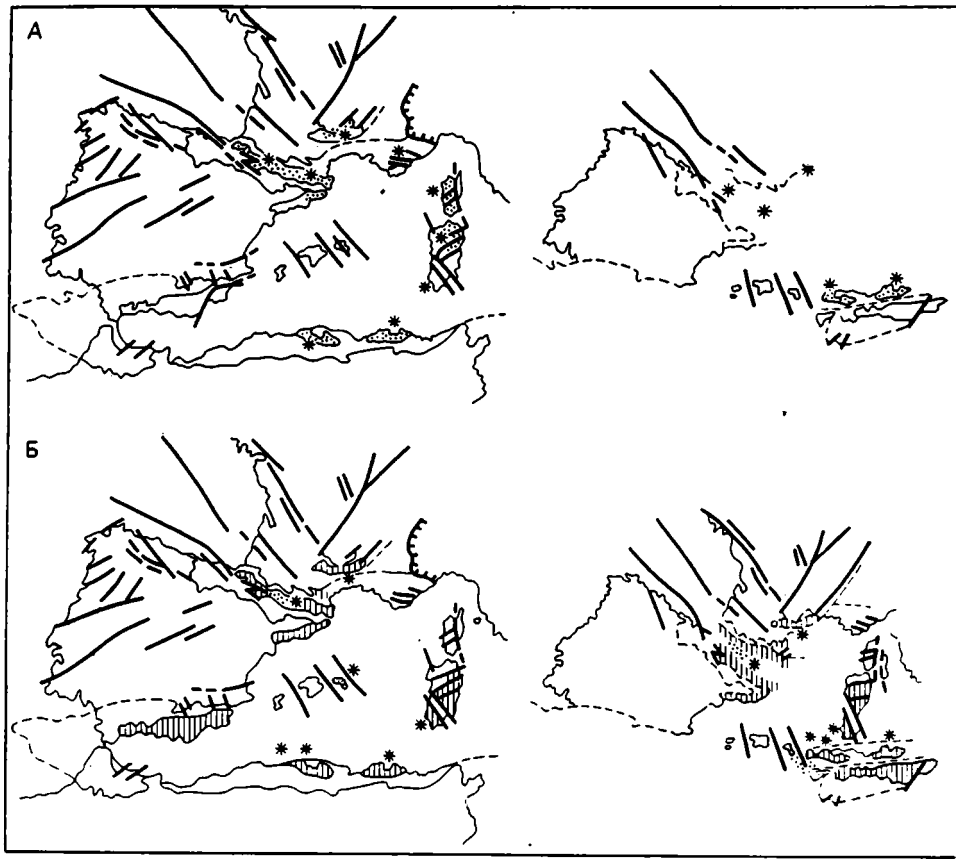
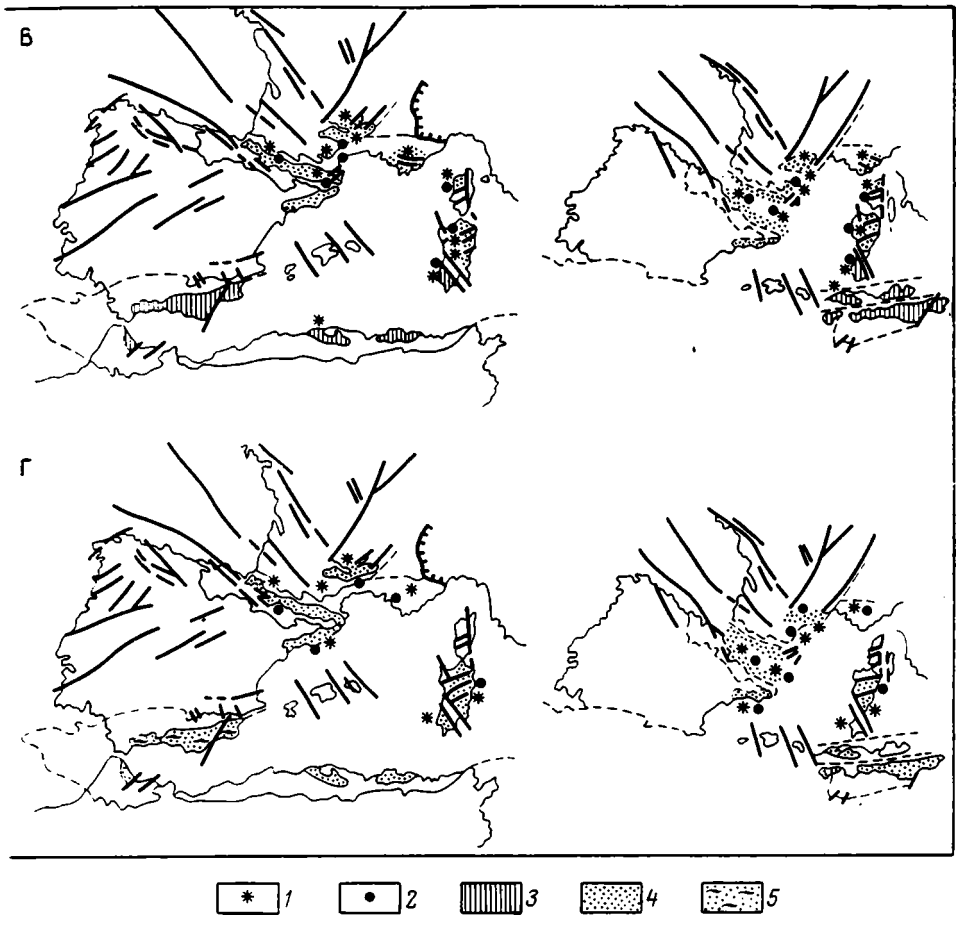


Рис. 22. Распределение осадконакопления, метаморфизма, магматизма и тектонических обстановок в Южной Европе и Западном Средиземноморье (слева) и попытка реконструкции расположения элементов региональной структуры (справа) (по Р. Буруйю и др., упрощено).

и миоценового. В свою очередь, в плиоцен-четвертичном комплексе выявлено более слабое несогласие в кровле калабрия. Надкалабрийская часть четвертичного разреза сложена мергельными илами, плиоцен и калабрий—мергелями и турбидитовыми песками. Миоцен сложен мергелями с прослоями песчаников, отнесенными к тортону одними исследователями, к мессинию—другими. Данные НСП и вероятное проявление соляного диапиризма на востоке моря Альборан позволяет предполагать присутствие на наиболее погруженных (по фундаменту) участках бассейна эвапоритов мессиния. Максимальная мощность осадочного слоя наблюдается по периферии впадины, т. е. вдоль побережья Испании и Марокко, где, впрочем, она не превышает 4 км, а на многих участках составляет менее 1 км (например, на Альборанском подводном хребте, вытянутом вдоль оси бассейна).

Мощность коры в море Альборан определяется в 17—25 км, что соответствует представлению об утоненной континентальной коре. К востоку, в пределах Южно-Балеарского бассейна, тесно связанного с Алжиро-Прованским, кора, очевидно, утоняется еще больше и переходит в субокеанский, если и не вполне океанский тип.

Тирренская впадина по многим признакам — тектоническому положению морфологии, магматизму, предыстории существенно отличается от Алжиро-Прованской и смежных с ней бассейнов. Она имеет треугольную форму, отделяясь на севере поперечным порогом Тосканского архипелага от Лигурийского бассейна (рис. 22). На западе граница проходит в меридиональном направлении вдоль Корсики и Сардинии, на юге — в широтном вдоль Сицилии и южной Калабрии, на северо-восто-



А — эпоха кадомской складчатости, Б — ордовик, В — девон, Г — карбон
1 — кадомские граниты (А), вулканиты (Б), олистостромы (В) и интенсивные деформации (Г); *2* — фундамент, тектонизированный перед кембрием (А), кульм (Г); *3* — пелиты (Б), континентальные окраины (В); *4* — флиш (А, В), каледонские несогласия, тектонические, седиментационные, гляциоэвстатические (Б), метаморфизм (Г); *5* — кульм с олистолитами

ке — в юго-восточном направлении вдоль Апеннин и северной Калабрии. За узкой полосой шельфа следует полоса периферических прогибов, хорошо развитая на западе и юге, где мощность отложений достигает 6—8 км, и слабее на северо-востоке. Возраст этих отложений неоген-четвертичный, начиная, очевидно, с тортонского яруса верхнего миоцена, отложения которого несогласно перекрывают покровную структуру внутренних зон Апеннин, Калабрии и Сицилии. Мористее полосы прогибов на юге и юго-востоке протягивается четвертичная вулканическая дуга Эоловых (Липарских) и смежных островов. Продукты этого вулканизма имели сначала известково-щелочный, а затем шошонитовый, со следами контаминации коры состав. На западном и восточном концах дуги вулканиты относятся уже к щелочно-базальтовой серии. Сходное с Эоловой дугой положение занимают простирающиеся на запад-северо-запад от Везувия Понтинские вулканические острова; они древнее, имеют плиоценовый—раннеплейстоценовый возраст, а состав продуктов извержений щелочной с повышенным содержанием калия. На западе полоса прогибов сменяется горстовыми поднятиями с выходом на поверхность дна палеозойских метаморфитов и гранитов и обломочных пород типа веррукано.

Глубоководная (более 2 км) котловина, занимающая около половины бассейна, вытянута в широтном направлении. Ее в общем плоский рельеф нарушен вклинивающимися, главным образом с севера, вытяну-

тыми в меридиональном направлении горстами, сложенными, по данным драгирования, теми же палеозойскими метаморфитами [Heezen et al., 1971], а также крупными вулканическими сооружениями (вулканы Маньяги, Вавилова, Марсили) толеит-базальтового состава и плиоцен-четвертичного возраста, размещенными вдоль разломов меридионального и север-северо-восточного простираний.

Осадочный слой Тирренского бассейна вскрыт двумя скважинами глубоководного бурения (скв. 132, 373) и изучен НСП. Бурением вскрыты лишь два верхних комплекса из трех выделяемых по данным НСП: плиоценово-четвертичный (фораминиферовые и нанно-илы с прослоями турбидитов и пеплов) мощностью в глубоководной части бассейна в первые сотни метров, и мессинский, эвапоритовый (гипсы, ангидриты, доломиты, мергели). Нижний осадочный комплекс имеет неповсеместное развитие в бассейне и нигде не вскрыт бурением. То обстоятельство, что на его восточной периферии в этом комплексе выделен отражающий горизонт, отвечающий кровле мезозойских известняков п-ова Сорренто, еще не дает оснований считать, что в глубоководной котловине осадочный слой также включает мезозой (см. выше, данные по Лигурийскому морю). Скорее всего, нижний комплекс здесь имеет тортонский возраст. Скв. 373 А, заложенная в центре глубоководной впадины на глубине 3507 м близ основания склона одной из крупных подводных гор, из плиоцена вошла в базальты нижнеплиоценового — верхнемиоценового возраста по K/Ar датировке. Детальное петрологическое и петрохимическое изучение [Dietrich et al., 1977] указало на их принадлежность к абиссальным толеитам, хотя и вторичноизмененным.

Общая мощность коры в глубоководной котловине составляет 10—12 км и местами даже меньше, из которых до 3—4 км приходится на осадочный слой (N_2—Q—до 1 км, мессиний—до 1,5 км, N_1—до 3—4 км). По этим показателям, а также по приведенным выше данным относительно базальтов кора эта должна быть близка к океанской, но как это совместить с присутствием блоков с континентальной корой в северной части котловины? Думается, что здесь может иметь место чередование сиалических и симатических блоков, подобно наблюдаемому в Афаре или в Японском море.

Неглубокое залегание поверхности Мохо создало в глубоководной котловине интенсивную положительную аномалию силы тяжести — до $+2{,}6/10^{-3}$м/с^2 в редукции Буге. К континентальной периферии бассейна мощность коры возрастает до 25—30 км. В центре котловины наблюдается также высокий тепловой поток, в 2,5—3 раза превышающий средний для поверхности Земли. Наконец, немаловажное значение для понимания происхождения Тирренской впадины имеет высокая сейсмичность, особенно ее юго-восточного и восточного бортов, где проходит молодая вулканическая дуга. Глубина очагов землетрясений здесь достигает 200—300 км, а в центре глубоководной котловины зарегистрированы очаги на глубине 457 и 489 км. Кроме того, по всей площади бассейна отмечены редкие коровые землетрясения; концентрация их очагов резко возрастает в южном и восточном его обрамлении, в Сицилии и Калабрии. Считается, что все глубокие очаги приурочены к сейсмофокальной поверхности типа Беньофа, наклоненной под углом 50—60° под Калабро-Сицилийскую дугу и Тирренскую впадину со стороны Ионического моря. В этой поверхности имеются два перерыва на глубинах 100—200 и 350—450 км, что объясняют разрывами погружающейся плиты.

12. Основные этапы развития

Байкальский этап. В ряде районов рассматриваемой области наиболее древними, заведомо докембрийскими породами, выступающими на поверхность или встреченными в обломках, являются гнейсы (пара-, орто-), амфиболитовой, реже гранулитовой фации, сопровождаемые и перекрываемые эклогитами, слюдяными сланцами, амфиболитами, мра-

морами. Эти породы выступают в Пиренеях, Провансе, Корсике, Сардинии, Калабрии, Алжире (Кабильские массивы), Эр-Рифе, Бетских Кордильерах, т. е. практически повсеместно, представляя реликты первичной (?) континентальной коры региона. Кора эта датирована в Пиренеях (580 млн. лет U/Pb метод, 535 млн. лет Rb/Sr метод, по гранитам), в Провансе (600—570 млн. лет по гранитам) и в Кабилии (563±24 млн. лет по орто- и парагнейсам). Эти определения указывают на байкальский возраст метаморфизма и гранитизации, что подтверждается почти согласным налеганием на гнейсовый фундамент слабее метаморфизованных нижнепалеозойских отложений — кембрийских или ордовикских. В более северных районах Европы подобному гнейсовому фундаменту местами приписывается гренвилльский или даже более древний возраст (молданубикум Богемского массива и его аналоги), хотя и здесь он оспаривается; в данном же регионе байкальский возраст более вероятен.

Если байкальский возраст принять за достоверный, то надо считать, что вся Западно-Средиземноморская область образовалась в раздвиге раннедокембрийской континентальной коры, первично объединявшей Европейский и Африканский кратоны, — раздвиге, скорее всего, возникшем в начале позднего рифея. В течение позднего рифея — венда это морское (океанское?)[1] пространство, отвечающее Прототетису, заполнилось продуктами сноса со смежных кратонов и вулканической деятельности. К началу или в начале палеозоя геосинклиналь Прототетиса испытала интенсивное сжатие, а ее осадочно-вулканогенное выполнение подверглось скучиванию, региональному метаморфизму и гранитизации. Такова наиболее вероятная последовательность событий. Обращает на себя внимание, однако, широкое развитие в фундаменте очковых гнейсов и порфировидных метагранитов, напоминающих серию Ойо-де-Сапо Иберийской Месеты; они могут представлять метаморфизованный покровный вулкано-плутонический комплекс, скрывающий под собой более древний (гренвильский, карельский?) цоколь микроконтинентов. В этом случае первым действительно геосинклинальным этапом развития области следует считать герцинский (и то не повсеместно, см. ниже), допуская заложение герцинской геосинклинали и Палеотетиса на уже вполне сформированной континентальной коре.

Каледоно-герцинский этап[2]. Альпийская Западно-Средиземноморская область в отличие от более восточных областей альпийского пояса целиком «вписана» в область герцинской консолидации Западной Европы и Северо-Западной Африки. Подобно собственно герцинскому обрамлению, самостоятельный каледонский этап здесь не выражен, а кембрий образует переход от байкальского этапа к герцинскому (или каледоно-герцинскому). Это был период эрозии байкальского рельефа и континентального рифтогенеза с накоплением осадков платформенного типа — аркозов, мелководных карбонатов, включая археоциатовые известняки, основных и кислых (бимодальных) вулканитов в связи с растяжением коры.

Перед ордовиком наблюдалось усиление тектонической и вулканической активности, особенно ярко проявленное на юго-западе Сардинии (конгломераты, несогласие «сардской» фазы). Осадки обломочные, частично флишоидные. Активный вулканизм разнообразного состава, свидетельствующий, скорее всего, об усилении растяжений. Силур отвечает широкой мелководной трансгрессии с отложением черных граптолитовых сланцев и известняков с ортоцератидами. Эти условия сохраняются в начале девона, но затем начинается дифференциация бассейна с обособлением фаций шельфа и континентального склона (флиш). Распределение этих фаций позволило Р. Буруйю продлить палинспасти-

[1] В Калабрии намечается некоторая последовательность в разрезе — внизу залегают метаультрабазиты и метабазиты, сменяющиеся светлыми гранулитами, метапелитами (кинцигитами) и силикатными мраморами с силлами(?) метабазитов.

[2] Описание дано в основном по статье Буруйя [Geologie de Europe, 1980], с дополнениями по Калабрии и Апеннинам.

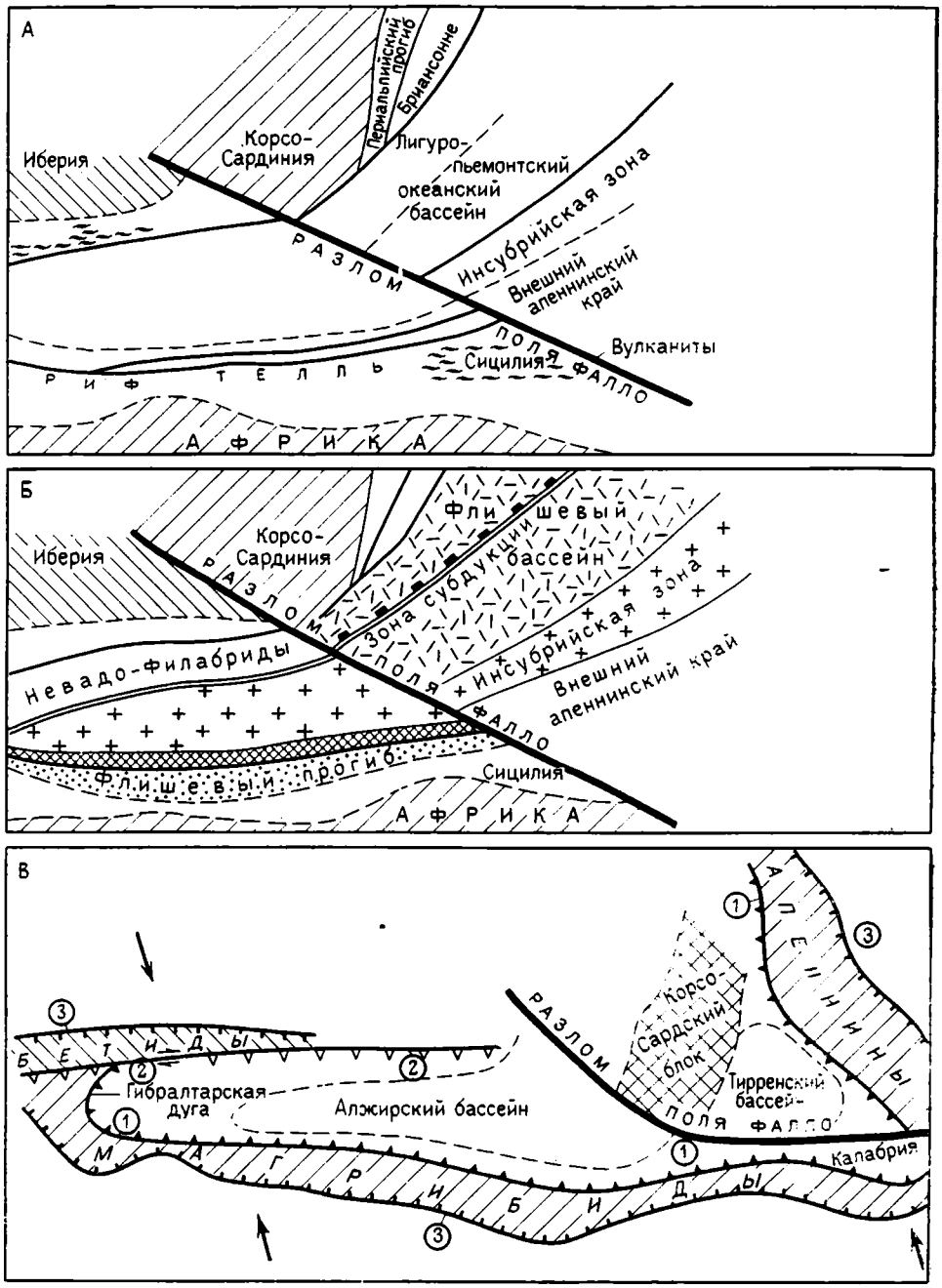


Рис. 23. Возможная реконструкция эволюции основных черт строения Западного Средиземноморья (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе).

А — юрский период, Б — позднемеловая эпоха, В — миоцен:
1 — положение поверхности коровой субдукции в раннем миоцене (граница внутренних зон Магрибид и Апеннин); 2 — полоса сдвига и субдукции (граница внутренних зон Бетид); 3 — фронты надвигов в позднем миоцене

ческую реконструкцию, согласно которой палеозой Бетской Кордильеры, Эр-Рифа, Б. и М. Кабилии и Балеарских о-вов первоначально принадлежал единому Альборанскому блоку, фрагменты которого впоследствии (в юре — эоцене) были растащены и перетасованы сначала в процессе смещений по крупным (до 700 км) сдвигам северо-восточного простирания, а затем по менее значительным сдвигам северо-западного направления (рис. 23). В пределах этого Альборанского блока наиболее

глубоководные отложения, представленные девонским (D_1^2—D_3) флишем, распространены во внутреннем покрове рифских Гомарид, на западной оконечности Б. Кабилии и на о-ве Минорка; к югу они переходят в более мелководные и даже прибрежные фации окраины Африканской платформы. Близкие по возрасту девонские глубоководные отложения, по Г. Кнохе, известны в Калабрии [Alps, Apennines..., 1979], куда, очевидно, глубоководный бассейн должен был протягиваться с Балеар, в обход Сардинии с ее более мелководным, в основном карбонатным девоном. Дальнейшее продолжение того же бассейна обнаруживается на западе Северных Апеннин, в Апуанских Альпах, в то время как восточнее в погребенном Адриатическом массиве можно предполагать развитие шельфовых фаций. Переходный характер носит разрез Южных Альп.

Нижний карбон практически повсеместно начинается радиоляритами и известняками, а выше (визе—намюр) представлен типичным кульмом (переход от флиша к молассе) с мощными олистостромами с включениями более древних метаморфитов и магматитов и квазисинхронных мелководных известняков, а также с характерным для кульма растительным детритусом. Аналогичную формацию (как и близкую формацию девона) можно наблюдать в Южно-Португальской зоне Иберийской Месеты, в Прибрежных цепях Каталонии и Пиренеях, а также в Южных Альпах, что свидетельствует о единстве бассейна, как и отсутствие досреднекарбоновых деформаций, в отличие от Марокканской Месеты.

Позднегерцинский орогенный этап (средний и верхний карбон — пермь). Этот этап в Западном Средиземноморье почти повсеместно проявлен весьма типично: интенсивные складчатые деформации, кливаж, надвиги и шарьяжи, мигматиты, граниты, андезит-риолитовый вулканизм, региональный метаморфизм, горообразование, накопление моласс — локально распространенной лимнической угленосной молассы среднего — верхнего карбона и гораздо более широкой развитой красноцветной грубой и континентальной молассы перми, поднимающейся и в триас (например, классическое веррукано Апуанских Альп). При этом основная масса гранитоидов внедрилась в интервале от 340—330 до 280—270 млн. лет., т. е. в среднем и позднем карбоне, а вулканиты имеют преимущественно позднекарбоновый — раннепермский возраст и также относятся к известково-щелочной серии. В средней перми появляются субщелочные и щелочные граниты и вулканиты, а поздние проявления герцинской тектоники выражены сбросами и сдвигами северо-западной и северо-восточной ориентировки.

На этом общем фоне намечается определенное затухание тектономагматической активности от северных районов (Пиренеи, Каталонские цепи, Прованс, Корсика, Сардиния) к южным (Бетские Кордильеры, Балеары, Эр-Риф, Кабилия), где мощности сокращаются, несогласия исчезают, магматизм уменьшается. Эти южные районы тяготеют к Сахарской плите, в частности и по своей палеозойской фауне. Полное отсутствие офиолитов говорит против принадлежности рассматриваемого региона в палеозое к океанской части Палеотетиса, скорее это было южное окраинное море, хотя Р. Буруй с соавторами допускает существование палеоокеана, начиная с девона к востоку от Балеар, на основании развития флиша на Минорке и в Эр-Рифе. Вместе с тем широкое проявление бимодального вулканизма, особенно в кембрии — ордовике указывает на существенное раздробление, растяжение и, очевидно, утонение континентальной коры, которые к северо-востоку, в Южных Альпах могли смениться ее полным разрывом и замещением океанской.

Еще одно обстоятельство, связанное с герцинской историей и отмечаемое исследователями, заключается в тяготении Корсики и Сардинии к северным частям герцинского орогена Европы по признакам более ранних палеозойских деформаций и высокощелочного и калиевого гранитоидного магматизма. В особенности это касается северной Корсики,

которая должна была занимать не только более северное, но и более восточное положение, по ее сходству с Овернью и Вогезами. Палеозойский магматизм и метаморфизм был связан, очевидно, с активностью зоны Беньофа, но положение этой зоны и направление ее наклона остаются сугубо дискуссионными. Наиболее вероятное положение — к северу от рассмотренного региона с наклоном к югу. Так или иначе, в итоге процессов скучивания, метаморфизма и гранитизации к концу палеозоя на всей площади будущего Западного Средиземноморья была создана зрелая континентальная кора нормальной, если не повышенной мощности.

Раннеальпийский, геосинклинальный этап (триас — эоцен). Триас, подобно кембрию, отвечает переходной от герцинского к альпийскому этапу квазиплатформенной стадии. Морские условия с накоплением мелководных карбонатов сохраняются лишь на ограниченной площади, достигающей на западе Гибралтара и включающей внутренние зоны Бетских Кордильер и Эр-Рифа, Сицилию, Апеннины и Корсику. По периферии этой площади развит «германский» (в Испании его называют «андалузским»), т. е. лагунно-континентальный тип триаса с его трехчленным делением, с эвапоритами и местами с «офитами» (жильными базитами). Области развития средиземноморского и германского триаса разделены поднятиями с отсутствием триаса (Корсо-Сардский массив) или его сокращенным разрезом (Калабрия, Кабильские массивы, Гомариды в Рифе, Малагиды в Бетских Кордильерах). Несмотря на признаки растяжения («офиты»), континентальная кора еще сохраняла, до раннего лейаса включительно, свою целостность.

В ранней юре начинаются раскалывание и раздвиг континентальной коры с образованием бассейна океанского типа (начало формирования офиолитового комплекса), а на его периферии происходит внедрение жил основных магматитов и образование прогибов с накоплением глинисто-карбонатных осадков (внешние зоны Бетских Кордильер, Эр-Рифа, Телля). Океанского типа бассейн — Тетис распространялся на запад в центральную Атлантику, а на северо-востоке уходил через Альпы в Карпаты и Динариды. Его ширина в пределах рассматриваемой области была наибольшей в зоне сочленения Альп и Апеннин (Пьемонт—Лигурия), хотя и здесь, вероятно, не превышала первых сотен километров (на уровне Корсики, по оценке М. Дюран-Дельга, всего сотни километров). Несмотря на это, лигурийские ультрабазиты носят типично океанский характер (лерцолиты). Как предполагает М. Дюран-Дельга, сочленение Альпийско-Апеннинского квазиокеанского бассейна с Магрибским, значительно более узким, происходило по крупному трансформному разлому северо-западного простирания (см. рис. 23), который он назвал разломом Поля Фалло—в честь известного французского исследователя Западного Средиземноморья.

Во внешней зоне Пьемонтской (Пеннинской) части бассейна с конца триаса начинается продолжавшееся до раннего мела включительно накопление мощной толщи известково-глинистых отложений, очевидно, за счет материала, снесенного с Европейского континента. Во внутренней зоне Пьемонта эта толща перекрывает офиолитовый комплекс. После метаморфизма она превратилась в столь характерную для Альп (и Корсики) формацию «блестящих сланцев».

Расширение Тетиса в пределах будущего Западного Средиземноморья в основном закончилось или, во всяком случае, было прервано в конце поздней юры. В это время в Лигурии началось скучивание океанской коры, и на размытую, пронизанную офикальцитом поверхность перидотитов и габбро через обломочные породы из офиолитового материала ложатся пиллоу-лавы и радиоляриты верхов мальма, согласно перекрытые кальпионелловыми известняками берриаса. На Корсике и в Пьемонте к этому же времени относится надвигание (обдукция) офиолитовых покровов на сиалическую кору Бриансонской зоны и ее южного продолжения [Ricou, 1977]. Эта фаза, соответствующая поздне-

киммерийской фазе Штилле, не случайно совпала с началом энергичного раскрытия центральной Атлантики. Можно предполагать, что скучивание офиолитов началось одновременно и в Магрибе, поскольку именно с титона здесь появляется флиш.

В других частях области в раннем мелу преобладает накопление тонкого карбонатно-глинистого материала, но в очень дифференцированных по глубине условиях. Начиная с мальма или даже лейаса хорошо прослеживается [Fourcade et al., 1977] смена платформенных карбонатных фаций (включая ургонскую фацию) внешнего обрамления Бетских Кордильер, восточного побережья Испании, Прованса более глубоководными мергелями и глинистыми известняками с аммонитами, кальпионеллами, радиоляриями внешних зон Бетских Кордильер, о-вов Ивиса и Майорка, восточного побережья Сардинии, Воконтского прогиба Французских Альп. Эта зональность подтверждает предположение о связи Бетской Кордильеры с Альпами в обход Сардинии с востока и о былой близости Сардинии и Корсики к Провансу. Далее к северо-востоку вторая глубоководная зона находит свое продолжение в Валисском троге Швейцарских Альп; присутствие офиолитов может указывать, что растяжение континентальной коры привело здесь к ее разрыву по типу красноморского рифта. Образование Воконтско-Валисского трога привело к обособлению между ним и Пеннинским (Пьемонтским) трогом Бриансонской «платформы» (микроконтинента).

Аналогичная дифференциация затронула в мальме — раннем мелу противоположную европейской адриатическо-африканскую окраину западного Тетиса, где, в частности, обособились прогибы Телля, внешних зон Сицилии, Апеннин, Южных Альп, разделенные «карбонатными платформами» типа Бабор, Панормид, Трапанезе, Абруцц и т. п. Это тот же процесс дробления пассивных окраин континентов, который хорошо изучен на примере Южных Альп (см. выше).

Относительно спокойное развитие его было снова прервано в конце раннего мела фазой сжатия (австрийская фаза Штилле). Ее наиболее ранние (с конца баррема) и наиболее энергичные проявления наблюдаются в Восточных Альпах, где их результатом явилось образование австро-альпийских покровов Северной грауваккoвой зоны и Известняковых Альп, запечатанных обломочной (премоласса) формацией Гозау (коньяк — эоцен). Эти покровы происходят из Южных Альп, т. е. с Адрии, и перекрывают восточную часть Пеннинской офиолито-сланцевой зоны. В Западных Альпах само выполнение этой зоны было выжато и шарьировано вместе с офиолитами на внешнее северное и западное континентальное обрамление. Эти деформации, сопровождаемые метаморфизмом высокого давления в Пеннинской зоне Альп, на Корсике и в северной Калабрии трактуются как проявление субдукции океанской коры к югу и юго-востоку под Адриатический выступ (или отторженец) Африканской плиты.

С начала позднего мела в Альпах начинается образование флиша, продолжающееся до эоцена включительно. При этом намечается два флишевых прогиба, расположенных по разные стороны Бриансонского поднятия и его восточного продолжения: внутренний, наложенный на Пеннинскую зону с накоплением «флиша с гельминтоидами», и внешний, наследующий Валисский трог, с отложением «рено-дунайского» флиша, продолжающегося в Карпаты.

В альбе начинается отложение флиша и в Пиренеях, на месте которых лишь с этого времени[1] развивается геосинклиналь. Ее образование связано с раскрытием Бискайского залива, начавшимся в мальме, и со смещением Иберийской микроплиты к юго-востоку относительно Европейской плиты, вдоль позднегерцинского левого сдвига, проходящего по северному краю орогена.

Флишевая зона Пиренеев отвечает северному континентальному под-

[1] Или раньше, в апте с накопления мергелей с аммонитами, мощностью до 3 км.

ножью Иберии. Заложение геосинклинали сопровождается рифтингом, утонением коры, протрузией лерцолито-гранулитового материала из ее подошвы, щелочно-основным жильным и эффузивным магматизмом, высоким тепловым потоком, вызывающим специфический метаморфизм (фация «роговообманковых роговиков»)[1].

К юго-западу от разлома Поля Фалло, т. е. в Бетской Кордильере и Магрибидах среднемеловые деформации имели лишь ограниченное значение (районы Бабор и Шелиф в Телль-Атласе), за возможным исключением внутренних зон Бетских Кордильер, где к этому времени может относиться метаморфизм высокого давления.

К началу палеогена все внутренние зоны западно-средиземноморских орогенов, по предположению М. Дюран-Дельга и Х. М. Фонтботе, уже были втянуты в поднятия и осушились, но во внешних зонах продолжалось интенсивное погружение, а флишенакопление сместилось к их периферии.

К концу эоцена относится важнейшая эпоха деформации внутренних зон Альп, Апеннин, Магрибид, Бетских Кордильер, т. е. практически всех систем региона со становлением покровов. При этом во внутренних зонах Апеннин, в частности в Лигурии, направление тангенциальных перемещений было западным, как и в Западных Альпах, и сопровождалось дальнейшей обдукцией офиолитов на континентальную кору Корсики. В общем в это время заканчивается формирование покровной структуры внутренних зон орогенов Западного Средиземноморья, кроме Апеннин, а также структуры Пиренеев в целом. Метаморфизм высокого давления сменяется теперь метаморфизмом низкого давления и умеренной температуры, обычно зеленосланцевым, но достигающим амфиболитовой фации в районе Симплон — Течино в Швейцарских Альпах («термальный купол»). Зеленосланцевый метаморфизм затронул также некоторые зоны Телля («мавританский» флиш) и Бетской Кордильеры (Альпухарриды). В Западных Альпах отмечается вспышка эоценового вулканизма, продукты которого известны, однако, лишь в переотложенном виде.

Позднеальпийский орогенный этап (олигоцен — квартер). В эоцене или начале олигоцена, по существу, завершается собственно геосинклинальное развитие Западного Средиземноморья и поглощение мезозойской океанской коры, реликты которой сохраняются на поверхности лишь в обдуцированных покровах и в материале олистостромов. Эти внутренние зоны начинают испытывать сводовое воздымание, сопровождаемое некоторым растяжением и магматизмом — интрузивным, гранитоидным — олигоцен-миоценовые плутоны вдоль Периадриатического шва в Альпах, вдоль раздела Альпы — Апеннины в Тоскане, включая Тосканский архипелаг, в Магрибе, а также эффузивным, сначала андезитовым, затем щелочным (Штирия, Словения, Магриб).

Одновременно во всех внешних зонах во второй половине олигоцена и в раннем — среднем миоцене продолжается энергичное сжатие, носящее уже характер поддвига континентального форланда Иберийской, Европейской, Адриатической, Африканской плит под ороген, т. е. субдукции в смысле Амштутца (субдукция типа А, по А. В. Балли). При этом происходит значительное перемещение самого фронта субдукции кнаружи, например в Альпах с Периадриатического линеамента на границу внутренних и внешних зон, а в Апеннинах резко изменяется и само направление (полярность) субдукции — с западного на северо-восточное, что и привело к формированию современной системы покровов. Возможно, что аналогичное изменение полярности имело место и в Бетско-Магрибской системе, но там неясна первоначальная ориентировка зон субдукции, в мелу — начале палеогена. К среднему миоцену заканчивается формирование Бетско-Рифской, или Гибралтарской дуги, механизм

[1] Этот метаморфизм соответствует, очевидно, «шейковому» метаморфизму С. Н. Иванова.

которого остается еще неясным. По мнению М. Дюран-Дельга, он заключается в правом сдвиге вдоль границы внешних и внутренних зон Бетских Кордильер, который увлек и изогнул в раннем миоцене структуры северо-западной части Эр-Рифа (см. рис. 23, В). Однако эта гипотеза представляется малоправдоподобной; в частности, она оставляет открытым вопрос о первичном западном продолжении бетско-рифских структур. Более логично допустить, что Бетско-Рифская дуга являлась уже с поздней юры (когда раскрылась центральная Атлантика) естественным обрамлением западной периклинали Альборанского блока. По периферии орогенов закладываются передовые прогибы, в них начинается отложение молосс, в которые вклиниваются гравитационные покровы, переходящие в гигантские олистостромы, спускающиеся на крайнем западе со стороны Гибралтарской дуги в Атлантику до глубин более 3,5 км. Близкий масштаб имеют эти гравитационные явления в Сицилии и Калабрии, где они также распространяются на прилегающую окраину Ионического моря.

За исключением самых внешних зон Апеннин, покровная структура и остальных сооружений Западного Средиземноморья закончила становление в конце раннего или среднего миоцена (Пиренеи, как отмечалось, еще значительно раньше). После этого начался подъем внутренних зон, связанный не только, возможно, не столько с восстановлением изостатического равновесия, сколько с подъемом изотерм. Об этом свидетельствуют и метаморфизм, и образование гнейсовых куполов, явившихся, в частности, причиной возникновения тектонического окна Высокого Тауэрна, и др.

На фоне или параллельно с воздыманием в олигоцене началось растяжение и обрушение как внутренних зон альпийских орогенов, так и восточной части опоясанного ими Иберийского микроконтинента, включавшего Прованс, Корсику и Сардинию. Первым актом этого процесса, судя по аквитанской трансгрессии на французском и бурдигальской на западно-корсиканском побережье, явилось начало формирования Алжиро-Прованского бассейна. Первым его актом по модели, предложенной К. Кохеном [Cohen, 1980], было образование в конце олигоцена широтного рифта в Лионском заливе и на западе Лигурийского моря. В начале миоцена этот рифт с трансформным смещением к югу распространился на Северо-Балеарский бассейн (Валенсийский трог), вызвав в нем утонение континентальной коры. Сопряженно с раскрытием рифтов началось отодвигание Корсики, Сардинии, Калабрии, Кабильских массивов к юго-востоку с развитием зоны субдукции по их юго-восточной периферии, известково-щелочным вулканизмом в их пределах (кроме Корсики) и щелочным в Валенсийском рифте. Во второй половине раннего и в среднем миоцене в тылу вулканической дуги происходит раскрытие Южно-Балеарского и центральной части Алжиро-Прованского бассейна с одновременным надвиганием Балеар к северо-западу и Кабильских массивов к юго-востоку. К этой же эпохе может относиться начало формирования Тирренского бассейна, связанное с Калабрийской зоной субдукции; более определенно эта впадина вырисовывается уже в начале позднего миоцена, в тортоне. Тогда же, по мнению К. Коэна, произошло отделение Сардинии от Малой Кабилии. Известково-щелочной вулканизм сменяется в Кабильских массивах на щелочно-базальтовый или бимодальный.

К началу мессиния все глубоководные впадины Западного Средиземноморья с корой океанского или субокеанского типа должны были уже существовать в близких к современным очертаниях [Panza, Calcagnile, 1979], по косвенным геофизическим данным.

Мессиний явился, как известно, весьма примечательной эпохой в геологической истории всего Средиземноморского бассейна, эпохой так называемого кризиса солености. Этот кризис выразился в практически повсеместном в пределах глубоководных котловин накоплении эвапоритовой толщи и был вызван прекращением связи с Атлантическим

океаном. Последнее, в свою очередь, объясняется завершением образования Рифско-Бетской дуги, осушением обоих проливов в передовых прогибах по ее южной и северной периферии, а также, вероятно, общим понижением уровня Мирового океана. Учитывая, что к тому времени глубина бассейнов могла быть порядка 2,5 км, приходится допустить огромное понижение их уровня, что, впрочем, подтверждается соответствующим переуглублением долин рек, впадающих в Средиземное море, от Роны до Нила — факт, впервые отмеченный И. С. Чумаковым (1967 г.) по материалам бурения в долине Нила. Величина этого переуглубления по своему порядку [Clauzon, 1979] вполне соответствует предполагаемому по другим, в том числе геофизическим данным. Это означает, что соли мессиния накапливались в мелководном водоеме, уровень которого упал примерно на 2 км ниже уровня океана.

В начале плиоцена обстановка в Средиземноморье вновь резко изменилась: Рифско-Бетская дуга и Альборанский блок были пересечены зоной грабенов, вдоль которой раскрылся Гибралтарский пролив, и воды Атлантики хлынули в Средиземное море, быстро восстановив его уровень и его соленость до нормальных. Эта «плиоценовая революция», по выражению Ж. Буркара, сопровождалась дополнительным погружением глубоководных котловин вдоль ограничивающих их разломов, особенно Тирренской на величину до 1—1,5 км. Между тем на периферии новообразованных морских бассейнов началось интенсивное сводово-глыбовое воздымание горных сооружений, осложненное образованием сбросов и грабенов. Амплитуда воздымания только за четвертый период местами, например в Сицилии и Калабрии, превысила 1 км. Таким образом, Западное Средиземноморье в плиоцене или уже в мессинии вступило в позднеорогенную стадию развития, характеризующуюся преобладанием вертикальных движений и деформаций растяжения на фоне уже сформированной шарьяжно-складчатой структуры. В эти поднятия оказываются втянутыми и передовые прогибы, испытывающие осушение, в том числе Предальпийский прогиб, причем деформации в конце миоцена распространяются и на лежащий по внешнюю его сторону платформенный чехол Юрских гор. Некоторое исключение составляют передовые прогибы Апеннин, в которых, в особенности в Паданском, молассонакопление продолжалось в плиоцене и плейстоцене, сопровождаясь конседиментационными деформациями. Во внутренних бортах Паданского и Браданского прогибов надвигание флиша продолжалось до середины плиоцена. Периферические части некоторых складчатых сооружений, в частности Телль-Атласа, обращенные к форландам, время от времени испытывали импульсы сжатия и позднее; в Тунисе они затрагивают и нижнечетвертичные отложения.

Тирренская впадина и ее периферия, особенно восточная, характеризовались в плиоцене — квартере интенсивным вулканизмом: базальтовым — в центральной части впадины и в Сардинии, щелочным — севернее, в Кампании, Лацио и Тоскане, известково-щелочным — на юге, в Эоловых островах, где вулканизм начался лишь в плейстоцене. К рассматриваемому периоду развития относится еще образование или наиболее активное развитие примечательной рифтовой зоны северо-западного — юго-восточного простирания, включающей грабен Кампидано на Сардинии, Центральный грабен Тунисского пролива и уходящей в направлении грабена Миссурата на Ливийском побережье Средиземного моря. Этот рифт нарушил былое единство структур Туниса и Сицилии и вдоль него возможны правосдвиговые смещения. С ним же связаны вулканический о. Пантеллерия и ряд подводных вулканов.

13. Некоторые выводы и проблемы

Основные этапы тектонического развития Западно-Средиземноморской области, начиная с байкальского, ныне в общем достаточно четко наметились и в их интерпретации существует большая доля согласия. Вполне очевидно, что геосинклинальные условия здесь существовали

уже в самом конце докембрия, но неясно, на каком фоне они возникли. Весьма вероятно, что до этого на всей площади области была развита зрелая континентальная кора, но возраст ее — гренвильский или более древний — пока не может быть установлен. При заложении байкальской геосинклинали древняя сиалическая кора должна была подвергнуться растяжению и раздвигу, но геосинклинально-орогенное развитие байкальского цикла, вероятно, привело к полному восстановлению ее сплошности (противоположное мнение высказано А. А. Беловым, 1981 г.), и палеозойская геосинклиналь начала развиваться снова на континентальном основании, к востоку, вероятно, все более утоненном и переработанном вплоть до полного разрыва и замещения океанской корой перед поздним ордовиком (Альпы). В общем будущее Западное Средиземноморье в палеозое находилось на периферии — южной и восточной — основного бассейна Палеотетиса. Тем не менее, герцинский цикл тектогенеза был повсеместно проявлен весьма полно, лишь с некоторым ослаблением к югу, и привел к доальпийскому наращиванию и консолидации континентальной коры.

Альпийский цикл, начавшийся в ранней юре (или конце триаса), протекал в существенно иной обстановке — сначала рифтогенеза, затем новообразования довольно обширного (оценки расходятся) бассейна с корой океанского типа (Тетис) и далее сужения и замыкания этого глубоководного пространства в процессе сближения и коллизии Африкано-Аравийской и Европейской плит, осложненного присутствием промежуточных микроплит — Иберийской, Альборанской (?) и Адриатической (Апулийской). Детали этого весьма сложного и многофазного процесса, начавшегося уже в конце юры и достигшего своей кульминации в конце эоцена — начале олигоцена и сопровождавшегося субдукцией и обдукцией коры океанского типа, представленной офиолитами, остаются во многом еще спорными, но общий смысл событий и их конечный итог очевидны. Коллизия континентальных плит с поддвигом одной плиты под другую и удвоением мощности коры доказана сейсмическими исследованиями [Alps, Apennines, 1979]. С конца олигоцена — начала миоцена параллельно со становлением покровно-складчатых горных сооружений в их тылу за счет растяжения и раздвига частично их внутренних зон, частично же Иберийской микроплиты, от которой откололся Корсо-Сардинский блок, началось формирование средиземноморских впадин. С образованием Рифско-Бетской дуги, механизм которого еще остается во многом неясным, развитие средиземноморских бассейнов приобрело определенную степень автономии, ярче всего проявленную в период мессинского «кризиса солености».

Итак, к многочисленным нерешенным вопросам, касающимся истории Западно-Средиземноморской области, относятся:

— возраст ее древнейшего континентального основания,

— степень полноты регенерации континентальной коры на байкальском этапе развития,

— степень деструкции континентальной коры при заложении Палеотетиса,

— первоначальные размеры глубоководной, океанской части Тетиса,

— время образования и происхождение Бетско-Рифской (Гибралтарской) дуги,

— возраст древнейших глубоководных осадков отдельных молодых впадин области и другие, касающиеся главным образом первоначального взаимного расположения и соотношений отдельных ее структурных элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Тектоника Африки. М., Мир, 1973.

Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы альпиды. М., Наука, 1978.

Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981.
Alps, Apennines, Hellenides. Stuttgart: Schweizerbart, 1978.
Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In: Structural history of the Mediterranean basins, 1977, p. 143—164.
Géologie des chaines alpines issues de la Tethys. Mem. BRGM, № 115, 1980.
Lemoine M. (ed.). Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining alpine areas. Amsterdam: Elsevier, 1978.

Альпы

Carme F. Le probleme de l'age des series cristallophylliennes des massifs cristallins externes: correlation entre deux schemas structuraux recemment proposes pour la chaine de Belledonne et le Haut Dauphine cristallin. CR Acad. Sci., 1971, v. 273D, № 20, p. 1771—1774.
Castellarin A., Vai G. B. Importance of Hercynian tectonics within the framewora of the Southern Alps. — J. Struct. Geol., 1981, v. 3, № 4, p. 477—486.
Debelmas J., Kerckhove Cl. Les Alpes franco-italiennes. — Geol. mediterr., 1980, p. 21—58.
Oberhauser R. Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. Verh. Geol. Bundesanst., 1978, Hf. 2.
Prey R. Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. Mitt. Österr., Geol. Ges., 1976, Bd. 69.
Ricou L.-E. Evolution structurale des Zagrides: la regionclef de Neyriz (Zagros iranien). — Mem. Soc. Geol. France, 1976, v. 55, № 125. 140 p.
Tollmann A. Geologie von Österreich. Bd. 1. Die Zentralalpen. Wien: Deuticke. 1977.
Trümpy R. An outline of the geology of Switzerland. Basel: Wepf a. Co., 1980.
Winterer E., Bossellini A. Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. — Amer. Ass. Petr. Geol., Bull., 1980, p. 394—421

Апеннины

Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M. Introduction to the geology of the Northern Appennines. — Sediment. Geol., 1970, v. 4, № 3/4, p. 207—249.
Carmignani L., Giglia G. a. *Kligfield R.* Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennins, Italy. — J. Geol., 1978, v. 86, № 4, p. 487—504.
Gastellarin A., Colacichi R., Praturlon A. Fasi distensivi, trascorrenze e sovrescorrimenti lungo la «linea Ancona — Anziol», dal Lias medio al Pliocene. — Geol. Rom., 1978, v. 17, p. 161—189.
Channell J. E. T., d'Argenio B., Horvath F. Adria, the African promontory. — Earth Sci. Rev., 1979, v. 15, № 3, p. 213—292.

Бетские Кордильеры, Эр-Риф, Телль-Атлас

Durand-Delga M. Mise au point sur la structure de la structure du Nord-Est de la Berberie. Publ. Serv. Carte geol. Algerie, 1969, n. S., No. 39, p. 89—131.

Пиренеи

Souquet P., Debroas E. Tectorogenese et evolution des bassins de sedimentation dans le cycle alpin des Pyrenees. — In: Geologie de la France. Mem. BRGM, № 107, 1980, p. 213—233.
Feuilee P. Y-a-til des flyschs pyrenéens? — Bull. Soc. Geol. Fr., ser. 7, 1970, t. 12, № 4, p. 603—611.
Gottis M. Construction d'un geodynamique pyrenéen. CR Ac. Sci. Paris, ser. D, 1972, t. 275, № 19, p. 2099—2102.
Mangin J. Fh. Le flysch, sediment climatique? CR somm Soc. geol. Fr., 1962, fasc. 2, p. 34—36.
Vitrac A., Allegre Cl. J. Datation^{87} Rb/^{87}Sr des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrenees Orientales, France). CR Ac. Sci. Paris., ser. D, 1971, t. 273, № 25, p. 2411—2413.

Западное Средиземноморье

Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978.
Яншин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 698—701.
Яншин А. Л., Есина Л. А., Казаков Ѳ. В. Осадочный чехол и происхождение Ионического глубоководного бассейна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 5—22.
Яншин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 72—85.
Bayer R., Le Moul I. L., Le Pichon X. Magnetic anomaly pattern in the western Mediterranean. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, № 2, p. 168—176.
Bellaiche G., Rehault J.—P., Robin Cl., Gennessaux M. et al. Petrological evidence of a typical oceanic crust in the western Mediterranean Sea. — Mar. Geol., 1979, v. 32, № 1—2, p. M11—M18.

Bellaiche G., Recq M. Off-shore seismological experiments south of Provence in relation to «Glomar Challenger» deep sea drillings. — Mar. Geol., 1973, vol. 15, № 3, p. M49—M52.

Castellarin A., Vai G. B. Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. — J. Struct. Geol., 1981, v. 3, № 4, p. 477—486.

Clauzon G. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paleogeographique du bassin profond de dessication. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 1979, v. 29, № 1—2, p. 15—40.

Cohen C. Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean. — Tectonophys., 1980, v. 68, № 3/4, p. 283—311.

Dietrich V., Emmermann R., Keller J., Puchell H. Tholeitic basalts from the Tyrrhenian Sea floor. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, № 2, p. 285—296.

Dillon W. P., Robb J. M., Greene H. G. a. *Lucena J. C.* Evolution of the continental margin of Southern Spain and the Alboran sea. — Mar. Geol., 1980, v. 36, p. 205—226.

Fourcade E., Azema J., Chabrier G., Chauve P. et al. Liaisons paleogeographiques au Mesozoique entre les zones externes Betiques, Baleares, Corso-Sardes et Alpines. — Rev. Geogr. phys., Geol. dyn., 1977, v. 19, № 4, p. 377—388.

Heezen B. C., Gray C., Segre A. G., Zarudski E. F. Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. — Nature, 1971, v. 229, № 5283, p. 327—329.

The Ocean basins and margins, vol. 4B. The Western Mediterranean. N. Y. a. L.: Plenum Press, 1978.

Panza G. F., Calcagnile G. The upper mantle structure in Balearic and Tyrrhenian bathyal plains and the Messinian salinity crisis. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 1979, v. 29, № 1—2, p. 3—14.

Recq M., Bellaiche G., Rehault I.—P. Interpretation de quelques profils de sismique refraction en mer Ligure. — Mar. Geol., 1979, v. 32, p. 39—52.

Stets J., Wurster P. Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko. Geol. Rdsch., 1981, Bd. 70, № 3, p. 801—841.

Глава III

ВОСТОЧНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКАЯ (КАРПАТО-БАЛКАНО-ДИНАРСКАЯ) СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

В эту область мы включаем складчато-покровные системы, расположенные к востоку от Альп и Адриатического массива, вплоть до зоны косопоперечных разломов северо-западного простирания, пересекающей западную часть Черного моря и Анатолию в направлении оз. Ван и стыка между Тавром и Загросом (рис. 24), а также глубоководные бассейны Восточного Средиземноморья — Ионический и Левантийский.

Собственно альпийский пояс в пределах очерченной таким образом области четко подразделяется на две ветви — северную, Карпато-Балканско-Понтическую, продолжающую Альпы и образующую двойную дугу, сначала выпуклую к востоку, а затем к западу, и южную, Динаро-Эллинско-Таврскую, находящуюся в торцовом сочленении с Южными Альпами, более прямолинейную в западной части, а затем двумя фестонами—Эгейской и Таврской дугами—выдвинутую к югу. Северная ветвь соответственно состоит из складчатых систем Карпат, Балканид и Западных Понтид, южная — из Динарид, Эллинид и Таврид. Эти две ветви характеризуются противоположной вергентностью, направленной от оси пояса. На внутренние зоны обеих ветвей и разделяющие их выступы древнего метаморфического основания наложены две крупные молодые впадины — Паннонская, занятая одноименной равниной, и Эгейская, вмещающая эпиконтинентальное море того же названия. Северные, внешние зоны Восточных Балканид и Западных Понтид частично поглощены южной подвижной окраиной Черноморской впадины, а юго-западные зоны Динарид — северо-восточной окраиной Адриатической впадины. Таким образом, современные горные сооружения имеют несколько меньшие размеры, чем породившие их геосинклинальные системы. В пределах Балканского п-ова Динаро-Эллиниды и Карпато-Балканиды непосредственно граничат друг с другом, образуя двойной дивергентный ороген, а в Анатолии между Понтидами и Тавридами простирается полоса выступов метаморфического комплекса, традиционно рассматривавшихся как Мендересский и Киршехирский срединные массивы. В настоящее время природа этих центрально-анатолийских массивов, как и сходных Пелагонийского, Сербско-Македонского и Родопского массивов на Балканском п-ове, трактуется существенно иначе, и при этом не вполне однозначно. Если раньше считали, что разделом между двумя ветвями альпийского пояса является зона срединных массивов, от гипотетического Паннонского до Киршехирского, то теперь эта роль скорее отводится мощной офиолитовой зоне, протягивающейся от Загреба вдоль Савы и Вардара в Эгейское море и далее через Измир и район Анкары к Эрзинджану в восточной Анатолии. Эта офиолитовая зона рассматривается как реликт мезозойского океана Тетис, а основные части Карпато-Балканско-Понтической и Динаро-Эллинско-Таврской ветвей — как его подвижные окраины, соответственно европейская (евразиатская) и африканская (африкано-аравийская).

Геологическая изученность большей части рассматриваемой области достаточно высокая, лишь Анатолия, особенно ее внутренние районы, отличается пока неравномерной изученностью, хотя и в этой части региона как Геологической службой Турции (МТА), так и западно-

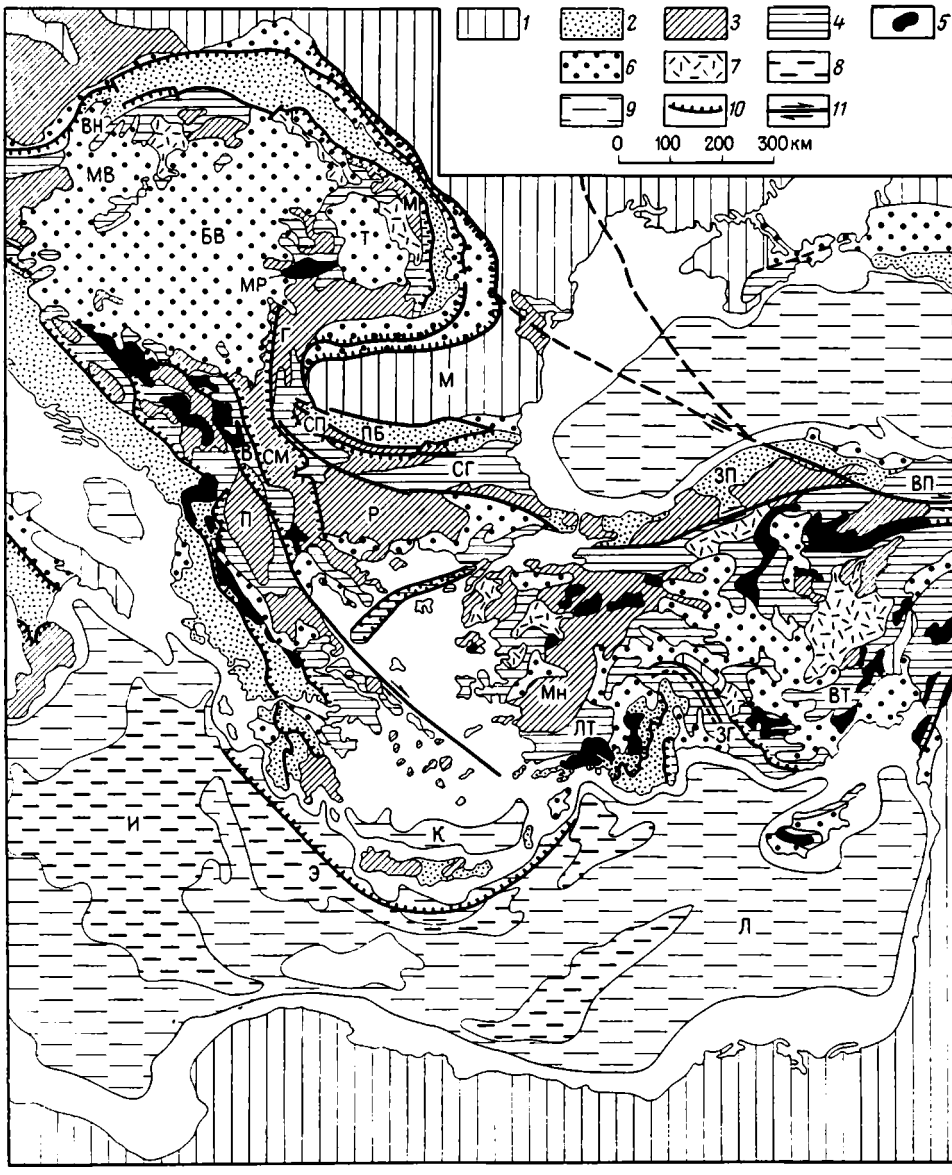


Рис. 24. Схема тектоники Восточно-Средиземноморской области (по тектонической карте Европы в масштабе 1 : 10 000 000).

1 — древние и молодые континентальные платформы (в пределах суши, М — Мизийская плита); *2* — внешние, флишевые и известняковые зоны альпийского пояса; *3* — внутренние зоны альпийского пояса, с преобладающим развитием древних метаморфитов (массивы: МР — Мармарошский, Г — Гетикум, СМ — Сербо-Македонский, Р — Родопский, П — Пелагонийский, Мн — Мендерескский); *4* — то же, мезозойско-палеогеновых осадочных и вулканических образований; *5* — выходы офиолитов; *6* — молассы передовых и межгорных прогибов и впадин (впадины: Вн — Венская, МВ — Малая Венгерская, БВ — Большая Венгерская, Т — Трансильванская); *7* — неогеново-четвертичные вулканиты; *8—9* — глубоководные впадины с корой океанского или субокеанского типа: И — Ионическая, Э — Эллинский желоб; Л — Леванта, К — Критская; *8* — с глубинами более 3000 м, *9* — с глубинами от 1000 до 3000 м; *10* — надвиги; *11* — сдвиги (белым оставлены шельфы и мелководья, глубины менее 1000 м). Тектонические зоны: ПБ — Предбалканская, СП — Старая Планина, СГ — Среднегорье, СТ — Странджа, ЗП — Западные Понтиды, ВП — Восточные Понтиды, ЛТ — Ликийский Тавр, ВТ — Восточный Тавр

европейскими, главным образом французскими исследователями выполнена большая работа.

Покровное строение Карпат было выявлено почти немедленно вслед за Альпами в 1905—1907 гг. австрийским геологом В. Улигом, польским — М. Лимановским и румынским — Г. Мургочем. Тектоническая зональность Динарид — Эллинид установлена Ф. Коссматом и Л. Кобером уже в 20-е — 30-е годы, а Анатолии — П. Арнии в 1939 г.

названия многих выделенных зон, например Вардарской и Пелагонийской в Динаро-Эллинидах, Понтид, Анатолид и Таврид в Анатолии, удержались в литературе до настоящего времени, хотя их тектоническая природа и подверглась переоценке. Тектоническим районированием Балканид мы обязаны Ст. Бончеву и затем Ек. Бончеву, занимающемуся этой проблемой с начала 40-х годов.

Структура Карпат рассматривалась (за исключением некоторой части советских исследователей) как покровная. Основные черты покровного строения Чехословацких Карпат расшифрованы Д. Андрусовым, Польских — К. Толвинским и М. Ксенжкевичем, Украинских — О. С. Вяловым, Румынских — Г. Мурджяну и А. Кодарча, а затем М. Сандулеску, предложившим общий синтез Карпат. Югославские и албанские геологи в 40—50-е годы (последние частично и в настоящее время) высказывали серьезные сомнения в покровной структуре Динарид, выявленной Ф. Коссматом, Л. Кобером и его учеником В. Медвеничем, но затем вернулись к шарьяжным построениям (А. Грубич, М. Димитриевич). В утверждении покровной структуры Эллинид и выявлении ее деталей большую роль сыграли исследования 40—50-х годов группы французских геологов под руководством Я. Брюнна, в дальнейшем продолженные в Динаридах под руководством Ж. Обуэна и в Тавридах под руководством Я. Брюнна. Большие успехи были достигнуты в последние десятилетия югославскими и греческими геологами; в Греции, включая Эгейский регион, плодотворно работали также западногерманские, английские и американские геологи. В отношении Балканид до самых последних лет удерживалось, а частично и сейчас удерживается представление об их преимущественно блоковой структуре, хотя уже в 60-е годы А. В. Пейве и А. Тольман высказывали предположения о преобладании здесь крупных покровов. Сейчас это мнение, видимо, получает широкое признание. В Понтидах крупные покровы установлены французскими исследователями, а о Тавридах говорилось уже выше.

Выясняется таким образом, что все входящие в Восточно-Средиземноморскую область складчатые сооружения являются в действительности складчато-покровными, типично альпийского стиля, с перемещением отдельных шарьяжей на расстояние более 100 км (см. ниже), хотя масштабы, а иногда и знак перемещения во многих случаях остаются спорными, причем усложнение вносят крупные поперечные и продольные сдвиги.

Прогресс в регионально-тектонических исследованиях во всех странах региона позволил Карпато-Балканской геологической ассоциации в 1973 г. издать Тектоническую карту Карпато-Балканской области в масштабе 1 : 500 000 (под редакцией М. Магела) с довольно подробной объяснительной запиской [Tectonics..., 1974].

В последнее десятилетие к истолкованию тектонической эволюции области или отдельных ее складчатых систем все шире применяют идеи тектоники плит; это касается работ как румынских, югославских, болгарских и венгерских геологов, так и их западно-европейских коллег. При этом, однако, объективные трудности приводят к большому разнообразию моделей, важнейшие из которых будут рассмотрены ниже.

Изучению глубинного строения Карпато-Балканской области в большой степени способствовали международные работы (при ведущем участии украинских геофизиков) вдоль пересекающих область профилей глубинного сейсмического зондирования; результаты этих работ изложены в сборниках «Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы» (1978 г.) и «Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований» (1980 г.). Кроме того, значительные геофизические исследования проведены в Греции и Эгейском регионе [Makris, 1977].

В морской части, в морях Ионическом и Леванта также в последнее десятилетие был проведен довольно большой объем геолого-геофизических исследований; крупный вклад в них внесли советские экспедиции. В последние годы группа французских геологов и геофизиков под руководством Кс. Ле Пишона ведет специальные работы, включая подводные, по изучению Эгейской дуги и Эллинского желоба с целью исследования современного процесса субдукции.

2. Карпаты

Альпийское складчато-покровное горное сооружение Карпат образует крутую дугу протяженностью около 1500 км и шириной от 120 до 350 км, примыкающую на северо-востоке к краю Восточно-Европейской платформы и упирающуюся на северо-западе, у Девинских ворот под Братиславой и юго-западе, у Железных ворот, в долину Дуная (рис. 25). Карпаты в тектоническом отношении составляют прямое восточное продолжение Альп, отделяясь от них наложенными в конце раннего миоцена поперечными впадинами Венского бассейна и Малой Венгерской низменности. В свою очередь их продолжением служит складчатая система хр. Старая Планина на Балканах (Балканиды); переход между ними происходит несколько южнее Дуная, в долине р. Тимок. Вместе с тем Альпы, Карпаты и Балканиды обладают значительными отличиями в структуре и истории, образуя вполне самостоятельные звенья северной ветви альпийского пояса Европы. Карпаты, в свою очередь, отчетливо подразделяются на три сегмента: Западные, Восточные и Южные, также обладающие довольно существенными отличиями. Западные Карпаты располагаются на территории Чехословакии (Моравии, Словакии) и Польши, Восточные — СССР и Румынии, Южные — Румынии и небольшими участками — Югославии (Восточная Сербия) и Болгарии. Кроме того, к Карпатской системе относятся горы Апусени (Западные горы) в пределах Румынии, отделенные от Восточных Карпат молодой Трансильванской впадиной, а на юге практически смыкающиеся с Южными Карпатами.

Представления о покровной структуре Карпат появились почти одновременно с аналогичными представлениями об Альпах в работах австрийского геолога В. Улига в 1905—1907 гг. В дальнейшем большой вклад в их разработку был внесен польскими геологами М. Лимановским и К. Толвинским, румынскими геологами Г. Мургочем и И. Попеску-Войтешти. Позднее вопросы тектоники Карпат разрабатывались Д. Н. Андрусовым [Andrusov, 1968], а также А. Матейкой, М. Магелом и З. Ротом в Чехословакии, М. Ксенжкевичем, Г. Свидзинским, С. Вдовьяжем в Польше, О. С. Вяловым, А. А. Богдановым, М. В. Муратовым в СССР, И. Банчилэ, А. Кодарча, а затем М. Сандулеску в Румынии. Неоднократно предпринимались попытки синтеза данных по Карпатам в целом; классической работой этого направления является работа Г. Штилле [Stille, 1953]; недавно сопоставление структур Западных и Восточных Карпат произвел М. Сандулеску [Sandulescu, 1975], а австрийский геолог А. Тольман дал сравнение Карпат и Альп [Tollman, 1966]; этим же занимались Д. Андрусов и М. Сандулеску.

Карпаты на всем своем протяжении сопровождаются и отделяются от своего форланда Предкарпатским передовым прогибом, выполненным неогеновыми молассами. Вместе с последним Карпаты резко несогласно наложены на разные элементы структуры форланда. Так, северный фронт Карпат последовательно примыкает к древнему ядру и байкальскому обрамлению Богемского массива, к Мораво-Силезской зоне Среднеевропейских герцинид, Верхнесилезской позднегерцинской молассовой впадине и подстилающему ее древнему (добайкальскому?) массиву, Краковской зоне каледонид и смятого герцинского чехла, Малопольскому байкальскому массиву, Келецкой зоне каледонских деформаций, Лысагурско-Львовской зоне смятого в

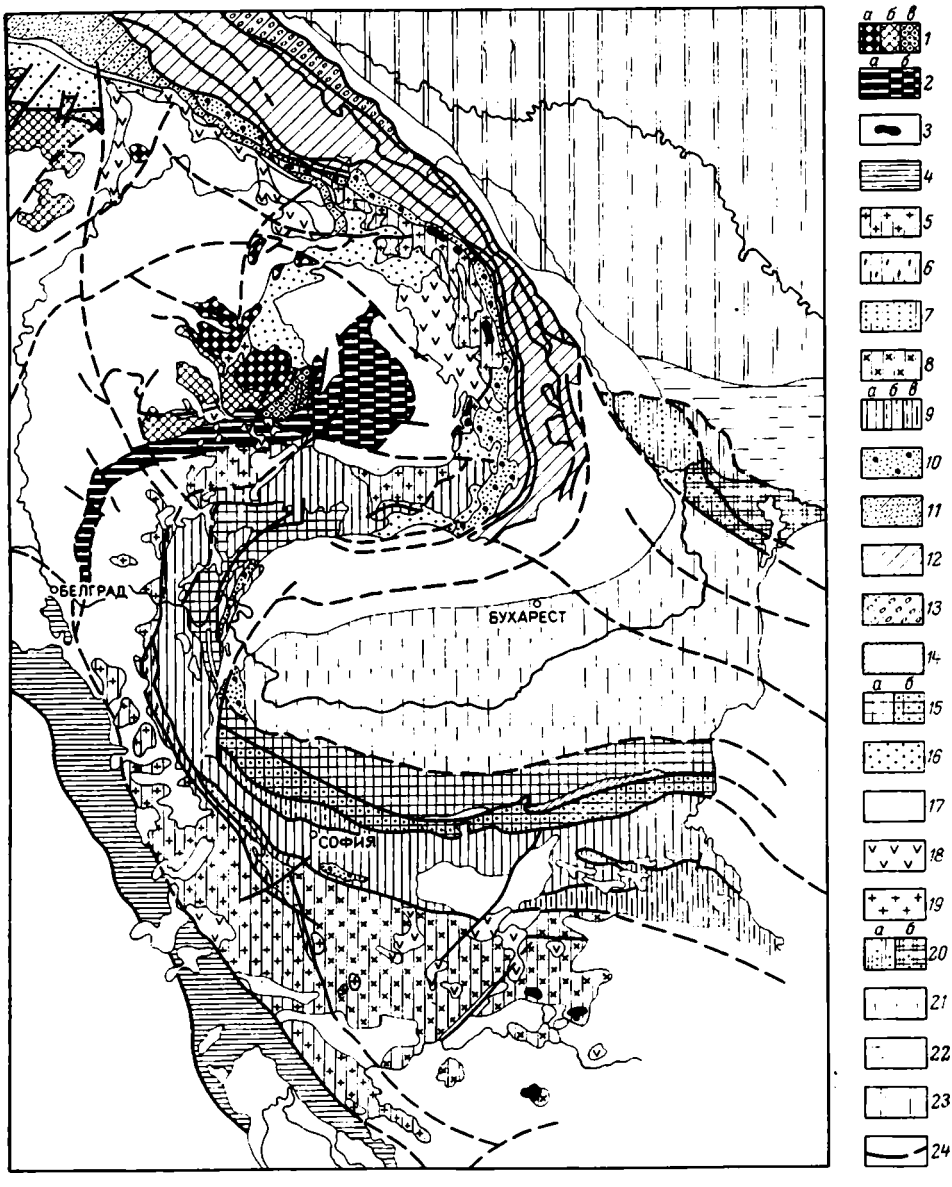


Рис. 25. Тектоническая схема Восточных Карпат и Балканид (по М. Сандулеску).

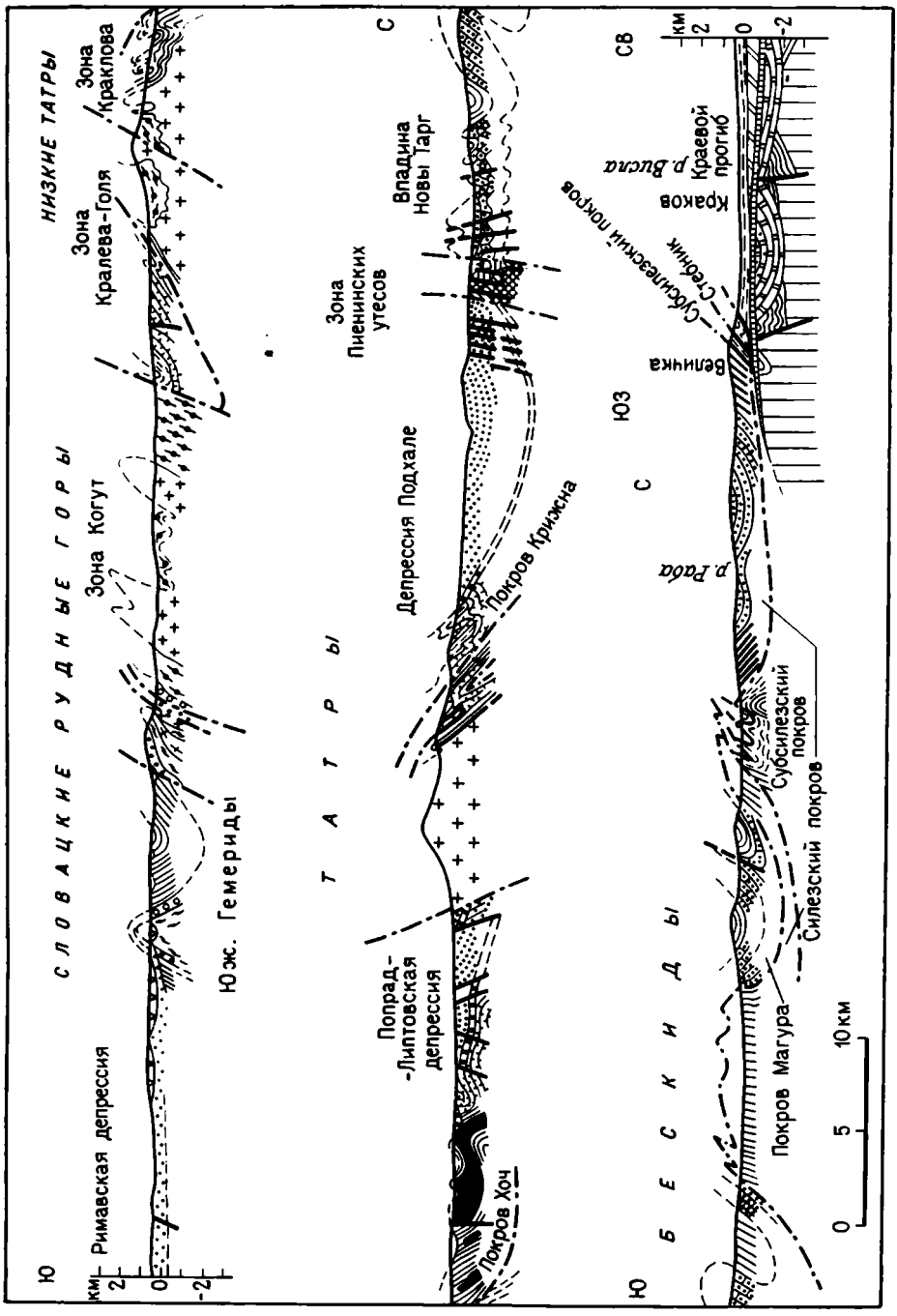
1 — Восточные Дациды: *а* — Татро-Бихориды, *б* — Субтатранские покровы — системы Кодру и Бихарня, *в* — сиалическая часть гор Металиче; *2* — Трансильваниды — симатическая часть гор Металиче и Пиениды; *а* — в обнажениях, *б* — под чехлом молосс; *3* — Трансильванские покровы и другие аллохтонные останцы с офиолитами; *4* — зона Вардара; *5* — Буковинские, Суббуковинские и Супрагетский покровы, Сербско-Македонский массив; *6* — покровы Решица, Саска-Горняк и Панковцы; *7* — Крайштиды; *8* — Родопский массив; *9* — Инфрабуковинские и Гетский покровы: *а* — Среднегорье, *б* — единица Видлич-Сволен, *в* — Странджа; *10* — флишевые покровы внешних Дацид («черный флиш», Чивчин, Бараолт, Северин, Троян); *11* — покровы Магурский и Драгово-Петрово; *12* — Молдавские покровы («курбикортикальный флиш», Аудия-Черногора, Силезский, Сколе, Таркэу, «краевые складки»); *13* — Субкарпаты (внутренняя зона передового прогиба. — *В. Х.*); *14* — Котелская зона; *15* — Стара Планина (*а*), Предбалкан и Данубикум (*б*); *16* — послепокровный чехол; *17* — молассовые впадины и передовые прогибы; *18* — андезитовые вулканиты; *19* — интрузии гранодиоритов и монцодиоритов; *20* — Северная Добруджа: *а* — в обнажениях, *б* — под чехлом (с точками — зона Мачин, без точек — зона Тулча); *21* — Мизийская плита; *22* — Скифская плита; *23* — Восточно-Европейская платформа; *24* — разломы

герцинскую эпоху эпибайкальского чехла и, наконец, к ограниченному линией Тейссейра — Торнквиста краю древней Восточно-Европейской платформы. На всем этом протяжении только Мораво-Силезская зона герцинид оказывается параллельной простиранию Карпат, все же более восточные зоны уходят под субширотный фронт Карпат с юго-восточным простиранием. Параллельность восстанавливается с поворотом Карпат на юго-восток, согласно с краевым швом древней платформы. Но еще южнее Карпаты заворачивают на запад, и их фронт вновь приобретает близширотное простирание, резко несогласное по отношению к протягивающимся и погружающимся к северо-западу структурным зонам Добруджи. В общем создается довольно определенное впечатление о вторичности дугообразной структуры альпийских Карпат и ее резко несогласной наложенности на доальпийский структурный план. Первое подтверждается данными палеомагнитных исследований [Буртман, Баженов, 1980], а второе — данными ГСЗ, позволившими проследить вглубь Карпат (а также Мизийской плиты и Балкан) южное продолжение меридиональных глубинных разломов, пересекающих западную часть Украинского щита в районе Львова и ограниченной ими раннепротерозойской складчатой зоны [Структура земной коры..., 1980]. При этом в структуру Карпатской дуги вовлечено и древнее, вплоть до добайкальского основание альпийской геосинклинали, которое по своей ориентировке и внутренней зональности не согласуется с одновозрастными структурами форланда, хотя и сложено аналогичным материалом; обнаруживается лишь известное соответствие в смене комплексов с запада на восток.

Мы начнем наш обзор строения Карпат с Предкарпатского прогиба. Прогиб этот в основном возник на гетерогенном платформенном доальпийском основании и к западу от Кракова целиком располагается в пределах последнего. Отсюда и далее к востоку на всем протяжении в строении прогиба различаются две зоны: внутренняя и внешняя. Первая зона вплоть до поворота Карпат в Румынии неизменно надвинута на вторую с амплитудой до 20 км (по данным бурения). В строении Внешней зоны прогиба в Чехословакии и Польше принимают участие прибрежно- и мелководно-морские осадки миоцена, к юго-западу от Моравской Остравы не выше середины бадена, восточнее — включая весь баден, на территории Украины — также нижний сармат, в Румынии весь миоцен и плиоцен. Соответственно происходит углубление прогиба в восточном и южном направлениях; против поворота Карпат в Румынии глубина погружения фундамента прогиба достигает 18 км, а мощность неогеновых молосс 10 км. Внешняя граница прогиба с платформой на поверхности не сопровождается какими-либо разломами; любопытно, что склон платформы рассечен глубокими предмиоценовыми долинами-каньонами (до 1000 м), погребенными под ингрессивными верхнеэоценовыми — нижнеолигоценовыми (Моравия) или среднемиоценовыми (Украина) осадками. Структура внешнего крыла Предкарпатского прогиба отличается простотой; слагающие его слои в общем полого наклонены внутрь прогиба; залегание местами осложнено флексурами и пологими поднятиями над разломами в донеогеновом основании. По этим разломам происходит быстрое ступенчатое погружение складчатого фундамента в направлении оси прогиба; между фундаментом и молассой залегает чехол — юрская шельфовая карбонатная формация мощностью местами до 2 км.

Внутренняя зона, именуемая Стебникской (Польша, СССР), заключает в разрезе довольно мощную глинисто-соленосную формацию нижне- и среднемиоценового возраста (соленосная молосса)[1]. Эта формация появляется на северо-западе в районе Кракова (Величка) и получает наибольшее развитие против выступа Карпатской дуги в Румынии, где образует диапировые внедрения вдоль разрывов, осложняющих

[1] Низы формации, вероятно, относятся к верхнему олигоцену.



антиклинальные складки[1]. Структура внутренней зоны Предкарпатского прогиба сначала прогрессивно усложняется по мере движения с севера на юг. Для украинского сектора типично развитие системы пологих чешуй, состоящих из юго-западных крыльев и замков наклоненных к оси прогиба, опрокинутых или даже лежачих складок. В сложении этих складок на юго-западе, в Бориславско-Покутской подзоне принимают участие не только моласса олигоцена — нижнего миоцена, включая мепилитовую серию, но и нижнепалеогеновый — верхнемеловой флиш.

[1] Эти структуры и послужили для румынского геолога Л. Мразека тектонотипом выделенных им впервые диапировых складок.

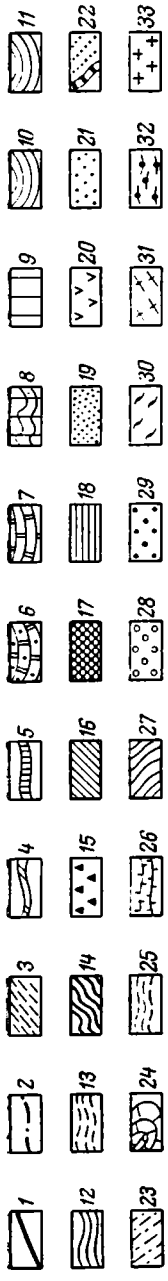


Рис. 26. Тектонический профиль через Западные Карпаты (по К. Биркенмайеру).

1 — сбросы и небольшие надвиги; *2* — взбросы и крупные надвиги; *3—9* — передовой прогиб и его основание; *2* — миоценовая моласса, *4* — мел, *5* — юра, *6* — карбон, *7* — девон, *8* — верхний силур, *9* — докембрий и кембрий — силур; *10—14* — Внешние Карпаты: *10* — верхний эоцен — олигоцен, флиш, *11* — палеоцен — средний эоцен, флиш, *12* — средний и верхний мел, флиш, *13* — средний и верхний мел, мергели (Субсилезская зона), *14* — нижний мел, флиш; *15—18* — зона Пиенинских утесов: *15* — маастрихтская моласса, *16* — альб—нижний сенон, *17* — лейас—неоком, *18*—доггер—нижний сенон Магурской зоны; *19—23* — Внутренние Карпаты: *19* — плиоценовая моласса межгорной впадины, *20* — миоценовые пирокластолиты, *21* — миоценовая моласса Хинтерланда. *22* — Центрально-Карпатский палеогеновый (P_2^{2+3}) флиш, *23* — доггер — средний мел; *24* — лейас, *25* — верхний триас, *26* — средний триас, *27* — нижний триас, *28* — верхняя пермь, *29* — карбон, *30* — кембро — силур (ордовик — девон. — *В.Х.*) Гельницкой зоны, *31* — порфироиды Гельницкой зоны, *32* — докембрийско-нижнекарбоновые (?) метаморфиты; *33* — дотриасовые, в основном поздневарисские гранитоиды

Это доказывает образование внутреннего крыла Предкарпатского прогиба на геосинклинальном, а не платформенном основании, причем следует отметить вполне согласное залегание моласс и флиша. Однако северо-восточная Самборская подзона внутреннего крыла прогиба образована одними молассами и сорвана с подложья по подошве пестроцветной формации низов миоцена.

В районе южного окончания Восточных Карпат передовой прогиб сильно расширяется, а его разделение на внутреннюю и внешнюю зоны становится все менее четким, ибо верхний миоцен и плиоцен появляются и на продолжении внутренней зоны; надвиги затухают. Именно здесь выделяется зона диапировых складок с узкими ядрами из соленосного миоцена, пересекающими все слои, до левантина (верхний плиоцен) включительно. Диапировые антиклинали разделены гораздо более широкими и пологими синклиналями с полным разрезом неогена. В целом спокойным строением отличается широтный отрезок Предкарпатского прогиба, сопровождающий Южные Карпаты. По его границе со складчатым сооружением молассы трансгрессивно перекрывают более древние образования последнего, в то время как в Восточных и Западных Карпатах флишевая зона тектонически перекрывает внутренний край прогиба; амплитуда этого перекрытия достигает на Украине 20—25 км, а в Польше и Чехословакии 28 км (скв. Красно-1 в Моравии). Следует добавить, что фундамент Предкарпатского прогиба рассечен поперечными и косопоперечными сбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного направлений, продолжающимися в пределы форланда.

Ф л и ш е в а я з о н а (В н е ш н и е К а р п а т ы). Одной из примечательных особенностей Карпат (кроме Южных) по сравнению с Альпами является большая ширина флишевой зоны — до 100 км; в пределах Украины она в основном и целиком слагает эту горную систему. Зона практически целиком сложена терригенной флишевой формацией, начинающейся в верхнем титоне — берриасе и заканчивающейся в олигоцене, общей мощностью в 6—8 км. Первоначальное залегание формации неизвестно, ибо снизу она повсеместно ограничена поверхностью тектонического срыва. Толща была вовлечена в складчато-шарьяжные деформации лишь в начале миоцена, и по этому признаку Внешние Карпаты резко отличаются от Внутренних Карпат, основная складчатость и покровообразование которых относятся к середине и концу мела. Исключение во флишевых Карпатах составляет, однако,

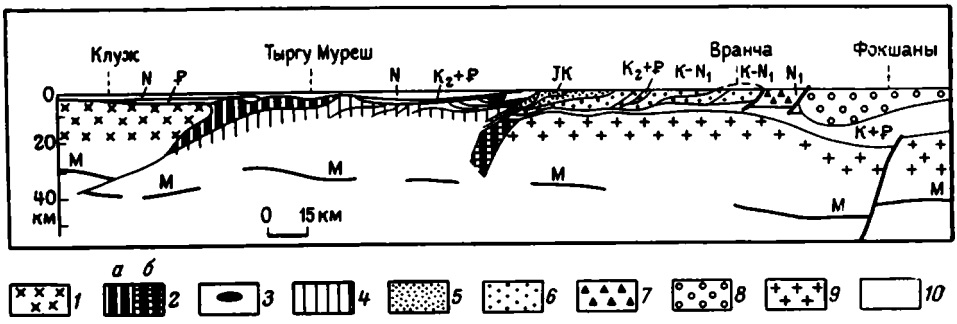


Рис. 27. Общий тектонический профиль, показывающий глубинную структуру Карпат между Фокшанами и Клужем (по М. Сандулеску).

1 — Западные Дациды; *2* — зоны сутуры с океанской (*а*) или «океанизированной» (*б*) корой; *3* — Трансильванские покровы; *4* — Центральные Восточно-Карпатские покровы; *5* — Внешние Дакийские покровы; *6* — Молдавиды; *7* — Субкарпатский покров; *8* — передовой прогиб (внешняя зона, — *В. Х.*); *9* — фундамент форланда; *10* — платформенный чехол (К+Р), посттектонический чехол (K_2+Р, Р), выполнение Трансильванской впадины (N); М — поверхность Мохоровичича

наиболее внутренняя зона Восточных Карпат—Раховская—Чехлеу, испытавшая сначала предпалеогеновые деформации, а затем общее надвигание к северо-востоку в начале миоцена. Совершенно естественно, что при столь значительной последеформационной ширине флишевых Внешних Карпат (их первичная ширина могла быть еще минимум в 2—3 раза больше — М. А. Беэр) они состоят из ряда продольных зон, заметно отличающихся по набору и составу слагающих флишевых свит. Весьма примечательно, что ориентировка этих зон не совпадает с общей ориентировкой флишевых Внешних Карпат в целом; границы зон подходят к фронту Карпат под острым углом, обладая более меридиональным простиранием, лучше согласующимся со структурной зональностью форланда. В силу этого, а также других особенностей строения Карпатского флишевого бассейна практически ни одна зона не прослеживается на всем протяжении флишевых Карпат, и в общем для Западных Карпат характерен один набор зон (рис. 26), а для Восточных — другой (рис. 27); переход между ними совершается на территории Украины.

Наиболее внешней зоной флишевых Западных Карпат является Жданицкая (Вашбергская в Австрии), или Субсилезская зона; ее разрез начинается рифогенными известняками титона, залегающими в виде тектонических клиппов вдоль фронтального надвига зоны, из меловых мергелей и нижне- и среднемиоценовой нижней молассы. Присутствие последней указывает на переходный к передовому прогибу характер Жданицкой зоны и сближает ее в этом смысле с Бориславско-Покутской зоной Восточных Карпат, тем более что впереди нее и здесь в Австрии и Моравии наблюдается узкая полоса дислоцированной молассы, напоминающей Самборскую зону Восточного Предкарпатья.

В восточном направлении, в Силезии молассы не принимают более участия в строении рассматриваемой зоны, именуемой здесь уже Субсилезской. Амплитуда ее надвига на миоцен передового прогиба составляет в Бескидах 20 км. К востоку от долины р. Дунаец Субсилезская зона узкой полоской уходит уже вглубь Карпат, причем разрез ее приобретает флишоидный характер — отличительной его чертой остаются пестроцветные аргиллиты и мергели верхов мела — низов палеогена. К востоку от р. Стрый, в пределах Украины, зона не прослеживается.

Северо-восточнее Субсилезской зоны, начиная с бассейна р. Дунаец к югу от Тарнува (Польша) и далее на всем протяжении Западных и Восточных Карпат, простирается зона, именуемая Скольской в Польше, Скибовой на Украине и Таркэу в Румынии. Она занимает наиболее внешнее положение в этой части флишевых Карпат, достигает 40-километровой ширины и состоит из серии (до шести) крупных чешуй («скиб»), надвинутых друг на друга в северо-восточном направлении. В строении этих скиб участвуют отложения от нижнеме-

ловых до олигоценовых; ведущую роль играет верхнемеловой, так называемый иноцерамовый флиш. На юго-востоке в Румынии большое значение приобретают грубые песчаники нижнего палеогена — песчаники Таркэу.

Субсилезская зона (на западе) и Скольская — Скибовая (на востоке) сменяются вглубь Карпат Силезской зоной, сложенной осадками осевой части флишевого трога — темным глинистым, слегка кремнистым тонкоритмичным нижнемеловым флишем и песчанистым верхнемеловым и палеогеновым. В структуре зоны преобладают близкие к изоклинальным, но менее нарушенные надвигами складки, причем синклинали, сложенные палеогеном, несколько шире и положе антиклиналей. К западу эта структура усложняется, Силезский покров расчленяется на два более частных, образованных в основном мелом в несколько различных фациях. В Западных Бескидах (Польша) Силезская зона надвинута на Субсилезскую почти на всю свою ширину, т. е. минимум на 26 км, о чем свидетельствуют многочисленные тектонические окна в самом ее тылу. К юго-востоку амплитуда этого перекрытия уменьшается, а сама Силезская зона постепенно суживается и выклинивается на территории Украины, подставляясь и перекрываясь Черногорской зоной, известной в Румынии как зона Аудиа. По типу нижне- и среднемелового разреза — черные аргиллиты шипотской свиты, с прослоями кремнистых глауконито-кварцевых песчаников, выше пестроцветные аргиллиты и мергели. Эта зона идентична Силезской, но отличается большей песчанистостью сенона и несколько иным разрезом палеоцена — эоцена. Во внутренней структуре господствует изоклинально-чешуйчатый стиль.

К рассматриваемой центральной группе флишевых зон (внешнюю составляют зоны Скольская — Скибовая — Таркэу) тяготеют еще Дуклянская зона, надвинутая на Силезскую в пограничном районе Польши, Словакии и Украины, и ее предполагаемый гомолог в Румынии — зона курбикортикального флиша. Палеогеографическое обособление этой зоны от Силезской — Черногорской — Аудиа произошло лишь в сеноне; характер структуры в общем сходный.

Южная группа флишевых зон обнаруживает наибольшие различия. В Украинских Карпатах к ним относятся две зоны — внешняя Буркутская (Поркулецкая) и внутренняя Раховская; в Румынии им соответствуют дигитации покрова Чахлеу. Для Раховской зоны характерно развитие неокомского карбонатного флиша; в Буркутской зоне его аналоги надстраиваются мощными песчаниками одноименной свиты верхнего альба — сеномана и более молодыми отложениями, вплоть до олигоценовых (на северо-западе). Складчатая структура Раховской зоны крайне напряженная и в общем изоклинальная; в Буркутской зоне благодаря развитию мощных песчаников складчатые формы крупные и пологие, но зато наблюдаются значительные покровные перекрытия смежных с севера зон (горы Полонина Руна, Петрос).

В крайнем юго-западном углу Украинских Карпат Буркутская зона исчезает с поверхности под надвигом Магурской зоны, получающей широкое развитие в Чехословакии и Польше. Магурская зона почти нацело сложена палеогеном — пестроцветным флишем с пачками грубых песчаников внизу и серыми глинами вверху. О покровном залегании Магурской зоны с амплитудой перемещения порядка 30—40 км свидетельствуют очертания фронтального надвига в Польше и тектонические окна. В составе Магурского покрова различают три или четыре покрова, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Наиболее южный из покровов тесно связан с пограничной между Внешними и Внутренними Западными Карпатами Пьенинской зоной и обнаруживает, особенно на востоке, южную вергентность, связанную с явлениями ретрошарьяжа (местами это распространяется и на более северные подзоны).

Рассматривая структуру флишевых Карпат в целом, следует констатировать, что она является, очевидно, целиком покровной, аллохтонной — карпатский флиш залегает в виде сложной, многослойной, внутренне чешуйчатой пластины мощностью от нескольких километров до 1 км и менее на миоцене передового прогиба, либо непосредственно на более древнем основании — байкальском (байкало-каледонском?) на востоке, добайкальском на западе, перекрытом относительно маломощным платформенным чехлом палеозойских (с кембрия — девона) и мезозойских отложений. На территории Чехословакии, Польши и СССР это доказано непосредственно бурением, на территории СССР — также профилем глубинного сейсмического зондирования, выявившим практически горизонтальное залегание подфлишевых образований. Стало быть, выполнение Внешнекарпатского флишевого прогиба или, по крайней мере, большей его части (за возможным исключением осадков зоны Скольской — Скибовой — Таркэу) было выжато из этого прогиба на прилегающий форланд на всю или почти всю современную ширину флишевой зоны, т. е. около 100 км. При этом детали строения отдельных покровов, отвечающих частным структурно-фациальным зонам, во многом определялись их положением в общей структуре (вверху, посредине или внизу пластин шарьяжей) и относительной пластичностью слагающих их отложений. Так, высокопластичная Субсилезская зона, перекрытая менее пластичной Силезской, подверглась интенсивному раздавливанию и выжиманию, Буркутский покров был смят в сравнительно крупные и пологие, частично брахиморфные складки, местами образовались поверхности внутриформационного срыва, проявилась дисгармония между более глинистыми и более песчанистыми членами флишевой формации и т. п. В общем же для внутренней структуры флишевых покровов, как и везде, наиболее типичен изоклинально-чешуйчатый стиль.

На переходе от Восточных Карпат к Южным, за р. Дымбовицей флишевая зона, сильно уменьшаясь в ширине, исчезает под несогласно лежащим молассовым чехлом внутреннего крыла передового прогиба. Она появляется вновь на небольшом участке в Железных Воротах Дуная в виде Северинского покрова. В его строении участвуют титон-неокомский карбонатный флиш Азуга и Синайя — аналог флиша наиболее внутренних зон флишевых Восточных Карпат — Раховской и Чахлеу, несогласно перекрытый альб-сеноманскими слоями Наданова. К югу от Дуная, уже на территории северо-восточной Болгарии, смятый терригенный флиш обнажается из-под неогена в Кульской зоне, которая, однако, довольно быстро выклинивается в восточном направлении.

Возвращаясь к Западным Карпатам, следует остановиться прежде всего на наиболее своеобразной их зоне — Пьенинской, которая на протяжении 550 км от Венского бассейна до долины р. Тересвы в Закарпатской Украине служит естественной границей между Внешними и Внутренними Карпатами, обладая шириной местами всего в несколько километров (максимум до 20 км). Сложена зона по существу гигантской брекчией из глыб триасовых, юрских и неокомских известняков, а также пакетов мергелей и флишоидных пород среднего и верхнего мела, откуда ее другое название — Утесовая, или Клипповая зона (или зона Пьенинских утесов). Эта брекчия в современном понимании представляет собой, очевидно, гигантский олистостром во фронтальной части шарьяжа, продвигавшегося с юга на рубеже мела и палеогена. В современной структуре «утесовый комплекс» выступает в форме горст-антиклинали (антиклинория) между магурским палеогеном на севере и существенно отличным от него подгальским (см. ниже) — на юге, причем магурский палеоген нередко залегает на утесовом комплексе нормально, но трансгрессивно, в то время как подгальский палеоген повсеместно отделен от Утесовой зоны крутым разломом. В зоне господствует в общем южная вергентность.

Внутреннее строение Утесовой зоны необычайно сложно и хаотично, хотя многочисленные исследователи и пытались изобразить ее структуру в виде серии узких и острых складок. В действительности же, как пишет Д. Андрусов [Andrusov, 1968, p. 57], мы находим здесь «очень различные тектонические формы: субгоризонтальную нормально залегающую или опрокинутую последовательность слоев, такую же последовательность в наклонном залегании, нормальные и опрокинутые антиклинали, лежачие складки, лежачие складки с ныряющим замком. Контакт (утесов) со слоями оболочки местами тектонический, отдельные клиппы представляют блоки или овальные линзы, очень часто удлиненные линзы».

Еще М. Неймайром сто лет назад было замечено, что в материале утесового комплекса присутствуют разнофациальные породы одинакового возраста, и с тех пор неоднократно делались попытки реставрировать по ним разрез нескольких палеогеографических зон. Наиболее определенно выступает геоантиклинальная зона, получившая название Чорштынской. Для нее было характерно развитие доломитов и коралловых известняков среднего и верхнего триаса, криноидных известняков доггера, отсутствие доггер-оксфордских радиоляритов, конденсированное накопление узловатых известняков (типа «аммонитико россо») в верхнем мальме, выпадение верхов неокома и трансгрессивное залегание альба, который, как и более верхние горизонты мела до сантона включительно, представлен пестро- и красноцветными мергелями «пуховского» типа. Считается, что по обе стороны Чорштынской геоантиклинали, начиная с лейаса, существовали глубокие прогибы с накоплением очень маломощных сланцево-мергельных осадков в верхнем лейасе («пятнистые мергели»), аалене (терригенный флиш), байосе («посидониевые сланцы»), радиоляритов в верхнем доггере — нижнем мальме, комковатых известняков в нижнем мальме, кальпионелловых известняков в титон-неокоме с появлением довольно мощного флиша с конгломератами из пород утесов и «экзотиков» (породы кристаллического фундамента, карбона и пермские порфиры и «мелафиры») выше в разрезе мела.

Сопоставление этих разрезов показывает, что уже начиная с альба Чорштынская геоантиклиналь выступала в качестве островной дуги и поставляла обломочный материал в соседние троги, которые до этого характеризовались некомпенсированным погружением. Предальбские поднятия сближают Чорштынскую зону с Внутренними Карпатами, а продолжение нормально морского осадконакомпления, причем частично флишевого типа, — с Внешними. Проявление интенсивных ларамийских (в широком смысле, т. е. начиная с сенона) движений служит отличительной особенностью Пьенинской зоны в целом; с конца мела она служила разделом между палеогеновыми флишевыми бассейнами Внешних и Внутренних Западных Карпат, но была перекрыта палеогеновой трансгрессией. Окончательно структура зоны сложилась лишь в начале миоцена, причем словацкие и польские исследователи, основываясь на известной группировке утесов, принадлежащих фациям прогибов и поднятий, пытаются усмотреть в этой структуре элементы минимум трех покровов, отвечающих определенным фациальным зонам. Весьма вероятно, что такие покровы первоначально действительно существовали, составляя наиболее внешний (северный) элемент внутреннекарпатской группы покровов, но в дальнейшем, и особенно в период главных деформаций Внешних Карпат, подверглись интенсивному раздроблению, превращению в меланж, а затем и олистостром. Подобная последовательность шарьяж — меланж — олистостром достаточно обычна для геосинклинальных областей.

Для объяснения тектонических особенностей Пьенинской зоны чехословацкими (Д. Андрусов, М. Машка, В. Зоубек) и советскими (Е. М. Лазько, Д. П. Резвой) исследователями была высказана идея о ее приуроченности к крупному глубинному разлому (Перипьенинский

линеамент — М. Машка, В. Зоубек) — идея, получившая широкую поддержку, а затем некоторое подтверждение в результате проведенных через Карпаты профилей глубинного сейсмического зондирования. На этих профилях отчетливо обозначился разлом с перепадом глубин по поверхности Мохо более 20 км (!) на востоке, в Украинских Карпатах и более 5 км на западе, в Чехословацких Карпатах с соответственным резким уменьшением мощности коры в сторону Внутренних Карпат и Закарпатского прогиба, т. е. в конечном счете Паннонской впадины. Существование глубинного разлома в Пьенинской зоне подтверждается еще фактом локализации в ее пределах мелких гипабиссальных интрузивных тел неогенового возраста.

Необходимо, однако, заметить, что эти данные свидетельствуют лишь о молодом, послемеловом или даже послепалеогеновом разломе, и с ним, вероятно, действительно связано образование молодой неотектонической горст-антиклинорной структуры Пьенинской зоны. Правда, Пьенинская зона первоначально также занимала пограничное положение между основным флишевым бассейном Карпат и его южным обрамлением и поэтому должна была быть изначально связана с зоной разломов, но последний мог находиться значительно южнее того молодого разлома, который отмечен профилями ГСЗ[1]. Невозможно допустить, чтобы Пьенинская зона избежала того общего перемещения к северу, которое характерно как для Внешних, так и для Внутренних (см. ниже) Карпат.

К югу от Пьенинской зоны в Чехословакии и Польше (массив Высоких Татр) начинается область Внутренних Западных Карпат. Несмотря на интенсивное проявление меловых движений, их структура окончательно сложилась, подобно Внешним Карпатам, лишь после палеогена, и именно она нашла отражение в рельефе. Однако характер этой молодой структуры, здесь резко несогласно наложенной на более древнюю, кардинальным образом отличается от структуры, сорванной со своего основания и смятой в мелкие складки, нарушенной надвигами и образующей покровы флишевой толщи Внешних Карпат. Внутренние Карпаты (см. рис. 26) состоят из серии горст-брахимегантиклинальных выступов доальпийского основания с оторочкой из перемещенного в виде покровов мезозойского (триас — неоком)[2] чехла, разделенных депрессиями, выполненными флишоидным палеогеном (на севере) и молассовым неогеном (на юге) и с наложенными на все это полями вулканических излияний Словацкого Рудногорья и Прешов-Токайской и Вигорлатской гряд. В ориентировке структурных элементов наблюдается общий дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью к северу и подчеркнутый обрамлением Пьенинской Утесовой зоны.

Горст-мегантиклинали обычно несколько асимметричны, с более крутыми южными крыльями, чаще нарушенными крупными разрывами с амплитудой до 2 км. Вкрест простирания они нередко ограничены поперечными разрывами сбросо-сдвигового типа. Повышенная раздробленность молодыми вертикальными продольными и поперечными разрывами отличает Западные Внутренние Карпаты от Восточных Альп и, очевидно, связана с их более резкой изогнутостью, что в свою очередь явилось причиной широкого проявления молодого вулканизма, почти отсутствующего в Альпах. Самые значительные из мегантиклиналей — Высокие и Низкие Татры, Большая и Малая Фатра и др. — являются одновременно и наиболее крупными возвышенностями Западных Карпат. Палеогеновые отложения мегасинклинальных депрессий, разделяющих эти выступы более древних образований, в том числе наиболее крупных из них — Подгальской к северу от массива Высоких Татр и Липтовской к югу от этого массива, испытали лишь относительные слабые внутренние деформации.

---

[1] Совпадение разлома по данным ГСЗ с Пьенинской зоной наблюдается не на всех профилях — на некоторых он проходит заметно южнее.

[2] Местами в этих покровах участвует и верхний палеозой.

Как по составу образований, слагающих доальпийский фундамент, так отчасти и по составу альпийского геосинклинального или, скорее, квазиплатформенного комплекса Внутренние Западные Карпаты достаточно отчетливо разделяются на две главные зоны — Татро-Вепорскую на севере и Гемерскую на юге; их современной границей служит разлом Любеник — Маргечану, хотя отдельные покровы Гемерид распространяются и к северу от этой линии.

Татро-Вепориды обладают кристаллическим фундаментом, состоящим из различных кристаллических сланцев (амфиболитовая фация метаморфизма), парагнейсов и гранитов. Радиометрический возраст гранитов и метаморфитов 320—250 млн. лет, т. е. определенно герцинский, но значительная часть метаморфитов имеет, очевидно, первично докембрийский и скорее всего добайкальский возраст. Лишь в Вепорской подзоне в строении фундамента принимают участие мусковитовые и биотитовые сланцы вероятно нижнепалеозойского возраста, судя по обнаруженным в них спороморфам. Эта подзона отличается также и более «пестрым» составом фундамента и заметным проявлением ретроградного метаморфизма альпийского возраста.

Внутренняя структура татро-вепорского кристаллиникума еще не расшифрована до конца, но многие признаки указывают на то, что она характеризуется развитием покровов пеннинского типа, в дальнейшем, перед палеогеном(?), осложненных взбросо-надвигами, а затем уже после палеогена — субвертикальными сбросами.

Доальпийский фундамент Татро-Вепорид трансгрессивно перекрывается маломощной осадочной оболочкой, которая в Татранской подзоне состоит из континентального молассового верхнего палеозоя (пермь в фации веррукано), трансгрессивного морского триаса, также часто трансгрессивного и на севере обломочного лейаса, доггера с радиоляритами или без них, неокома, часто в ургонской фации, мергельного альба — турона. Палеофациальный анализ показывает, что в период накопления осадков существовало две полосы поднятий по краям Татранской подзоны и промежуточный относительный прогиб с мергельно-сланцевыми фациями лейаса и с отсутствием предальбского перерыва. Слои «оболочки» большей частью деформированы вместе с фундаментом, образуя местами, в частности вдоль северного склона Высоких Татр, довольно сложные складки, вплоть до лежачих, иногда с кристаллическими ядрами, и даже небольшие покровы. Местами наблюдаются срывы оболочки с фундамента, главным образом вдоль подошвы триаса, реже кейпера.

Осадочная оболочка Вепорид охватывает тот же разрез, что и в Татридах, но отличается некоторым своеобразием состава (например, присутствие кварцевых порфиров в пермском веррукано) и фаций. В целом ее разрез носит промежуточный характер между разрезом Татрид и «субтатранских» (см. ниже) покровов. Стиль деформаций остается близким, но обращает на себя внимание некоторый метаморфизм (в основном динамометаморфизм) пород оболочки (одновременный ретроградному метаморфизму и радиометрическому омоложению фундамента).

Татровепорский комплекс в целом, т. е. фундамент и чехол («оболочка») образуют автохтон, вернее паравтохтон, по отношению к системе Субтатранских[1] покровов — тонких субгоризонтальных аллохтонных пластин, типичных шарьяжей чехла, распространенных в полосе от северных склонов Высоких Татр (и даже почти от Пьенинской зоны) до центральных Вепорид.

---

[1] Название Субтатранские, данное этим шарьяжам В. Улигом и закрепленное Д. Андрусовым, в действительности, как отмечает и сам Д. Андрусов, мало удачно, поскольку они лежат не под, а над собственно татранским (высокотатранским) комплексом. Их правильнее было бы называть ультрататранскими, имея в виду происхождение из области к югу от Татрид.

Двумя главными покровами Западных Карпат являются Крижнянский (нижний Субтатранский) и Хочский (средний Субтатранский). Разрез Крижнянского покрова включает пермь в фации верруканo, триас с мощными известняками и доломитами в среднем триасе, карнием — норием в фации кейпера и морским рэтом, лейас то в обломочной, «грестенской» фации, то в карбонатной, доггер с радиоляритами, неоком в фации известняков с радиоляриями, кальпионеллами и ианопланктоном (тип «Бианконе»), апт в фации мергелей с криноидными и орбитолиновыми известняками, флишоидный альб — сеноман. На юге Крижнянский покров достигает линии крупного надвига Вепорской подзоны на Татранскую (линия Чертовицы). Это обстоятельство, наряду с фациально-палеогеографическими соображениями, заставляет предполагать, что материал Крижнянского покрова происходит скорее всего из прогиба, некогда разделявшего Татриды и Вепориды и впоследствии пережатого с образованием «Чертовицкого шва». Крижнянский покров был сорван в основном по границе мощного карбонатного среднего триаса с пластичными верфенскими сланцами; его волнистое залегание повторяет изгибы верхней поверхности паравтохтона; местами наблюдается расщепление покрова на отдельные пластины с повторением нормальной последовательности, либо образование дигитаций с северо-вергентными (до лежачих) складками из более пластичных членов разреза; эти явления наиболее распространены вдоль северного фронта покрова и связаны, вероятно, с выдавливанием материала из-под вышележащего покрова. Масштаб перемещения Крижнянского покрова оценивается в 60 км.

Занимающий более высокое гипсометрическое положение и поэтому сильнее размытый Хочский покров состоит из отложений от среднего карбона (морского) до неокома включительно. Главную роль играют массивные известняки и доломиты среднего и верхнего триаса; именно они при размыве дают эффектные клиппы, в основании которых залегают альб и неоком Крижнянского покрова. Характерна также, но распространена более ограниченно (ибо главная поверхность срыва попрежнему верфенские сланцы!) красноцветная пермская моласса с основными вулканитами — «мелафирами». По развитию триаса Хочский покров идентичен верхним австроальпийским покровам Известняковых Альп. Мощность хочской «пластины» достигает 3 км, а ее внутреннее строение сходно с Крижнянским покровом, но проще него в силу более высокого расположения и меньшей пластичности пород.

На юге Хочский покров распространяется на Вепорскую подзону и в конечном счете уходит под перекрывающий ее южную часть надвиг гемерского палеозоя и мезозоя. Поэтому «родину» Хочского покрова следует искать в южной части Вепорид и не южнее пограничной полосы между Вепоридами и Гемеридами. Это позволяет оценить масштаб перемещения Хочского покрова в 50—60 км, а фактически и больше, с учетом эффекта последующего сжатия. Выше Хочского покрова местами сохранились останцы покровов (Стражовский и др.) с фациями, переходными уже к гемерским.

Собственно Гемериды характеризуются прежде всего развитием умеренно или слабо метаморфизованного палеозоя, датируемого верхним ордовиком — девоном. Он слагает два разнофациальных частных покрова — северный, Раковецкий и южный, Гельницкий. В первом из них развита офиолитовая ассоциация, в основном в виде меланжа с участием метаультрабазитов (вдоль фронтального надвига), метабазитов, карбонатов, пелитов. Офиолитовый комплекс трансгрессивно перекрыт нижним карбоном с основными вулканитами в низах и известняками вверху, а затем обычной пермской вулканогенной континентальной молассой. В Гельницком покрове нижняя часть разреза образована метапсаммитами и пелитами с прослоями лидитов, а верхняя — андезито-риолитовой, явно островодужной вулканической формацией. Выше залегает уже пермская моласса [Grecula et al., 1981].

Гемерский палеозой обладает сложной северовергентной чешуйчато-изоклинальной структурой; с юга, вдоль так называемой линии Рожнявы на него надвинут южно-гемерский верхний палеозой и мезозой. Разрез Южно-Гемерской зоны, занимающей область Словацкого Карста и особенно примыкающих к ней с юга гор Бюкк Северной Венгрии, резко отличается от разреза остальных Западных Карпат и, по общему мнению, относится к южно-альпийскому типу. Пермь здесь переходит в морские фации с мощными известняками, триас, кроме самых низов, также мощный и карбонатный, причем в ладине развиты также туфы и радиоляриты; карбонатными породами сложен и лейас, а доггер и мальм — радиоляритами; разрез заканчивается неокомскими известняками. Еще южнее в горах Уппонь и Сендре выступает более древний палеозой (O—D) в терригенно-карбонатных фациях.

Но самым примечательным элементом строения Южных Гемерид является серия Мелиата, распространенная, в их северной части и надвинутая на северо-гемерский палеозой, образующий Воловецкое поднятие. Серия Мелиата имеет средне-позднетриасовый возраст и сложена глинисто-карбонатными породами, а также радиоляритами и обнаруживает метаморфизм глаукофановой (!) фации. Аналогом серии Мелиата на юге гор Бюкк возможно является более типичная офиолитовая ассоциация, включающая ультрабазиты, диабазы, диориты, спилиты, пиллоу-лавы базальтов, кремни, радиоляриты, выступающие близ линии Дарно (молодой сдвиг северо-восточного простирания). Офиолитовый характер этих образований подтвержден петрологически и петрохимически [Balla, 1981]. Таким образом, на севере Гемерид имеются раннепалеозойские, а на юге раннемезозойские офиолиты, что очень важно для понимания развития Карпат (см. ниже).

Бурение позволило проследить продолжение гемерского палеозоя на восток под наложенной Восточно-Словацкой впадиной Закарпатского прогиба, вплоть до района Ужгорода на советской территории.

Закончив на этом краткий обзор строения Внутренних Западных Карпат на территории Чехословакии и Польши, вернемся к Пьенинской утесовой зоне и рассмотрим, что происходит непосредственно к северу и к югу от нее в пределах Закарпатской Украины. Здесь, в междуречье Боржавы и Шопурки на протяжении более 70 км параллельно Пьенинской зоне и на расстоянии всего нескольких (2—6) километров от нее простирается весьма своеобразная и еще более узкая, шириной не более 2 км, сложная тектоническая зона — зона Мармарошских утесов. Промежуток между Мармарошской и Пьенинской утесовыми зонами сложен флишевым нижним палеогеном особого типа; эта полоса выделена в Драговскую зону. На западе Мармарошская зона утесов исчезает под надвигом с юга драговского палеогена, на востоке обрезается поперечным разломом, который отделяет ее от Мармарошского массива со сходным разрезом (отсюда ее название, данное Д. Андрусовым), на севере она полого надвинута на неокомский флиш Раховской зоны. Таким образом, в современной структуре Мармарошская утесовая зона представляет тектоническую чешую, а ее внутреннее строение отличается крайней сложностью. Уверенно в ней выделяется лишь верхний структурный этаж, сложенный в основании баррем (?)-аптской олистостромовой толщей с участием ургонских биогермов, и выше алевропесчаной свитой альб-сеномана с конгломератами в основании. Этот среднемеловой этаж несогласно перекрывает сложный комплекс образований, представляющий переход от небольших шарьяжных пластин (чешуй), в которых можно опознать [Хаин и др., 1977] элементы отдельных покровов Мармарошского массива Восточных Карпат (см. ниже), к настоящему тектоническому меланжу, где эти элементы перемешаны в мегабрекчию. В составе чешуй и меланжа присутствуют эпиметаморфические сланцы верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, осадочные породы перми, триаса, юры, верхнеюрские вулканиты (диабазы) и интрузивные габбро, диабазы, диориты и серпентинизированные

гипербазиты (лерцолиты). Основной массой меланжа (олистострома?) служат черные перемятые аргиллиты с конкрециями сидеритов, в которых были встречены аммониты верхнего триаса — нижнего лейаса.

Породы «мармарошского меланжа», как справедливо отметила С. Л. Бызова (1972 г.), ближе всего напоминают образования наиболее внешних зон Мармарошского массива[1]. Крайняя северо-западная часть этого массива находится на территории СССР (окрестности Рахова, Чивчинские горы), основная же часть — на территории Румынии, где наиболее полно представлены все его зоны [Kräutner, 1980; Sandulescu, 1975, 1980]. Как установил еще В. Улиг, Мармарошский массив имеет покровное строение и состоит по меньшей мере из двух покровов, вернее, групп покровов, — буковинских нижних и трансильванской верхней.

Самой внешней, переходной к флишевым Карпатам зоной Мармарошского массива является узкая, выступающая на поверхность лишь на небольших участках, но очень важная для понимания эволюции Карпатской геосинклинали Каменнопотокская зона («зона черного флиша» в Румынии). Для этой зоны наиболее характерны верхнеюрские известняки, диабазы и диабазовые порфириты, «черный флиш» лейас-неокомского возраста (возможно, что черные аргиллиты с сидеритами верхнего триаса — лейаса тяготеют к этой же формации); с ней же связаны выходы гипербазитов и габбро. Верхним членом разреза зоны в Румынии является песчаный флиш баррем-аптского возраста. Весьма вероятно, что ныне тектонически сильно редуцированная Каменнопотокская зона включает отложения разных палеогеографических элементов (см. ниже).

Нижней тектонической единицей собственно Мармарошского массива является Белопотокская, в Румынии Брэтила единица[2], выступающая в основном в тектонических окнах (полуокнах) и состоящая из добайкальских гнейсов (в том числе очковых), слюдяных сланцев и амфиболитов, среднепалеозойской эпиметаморфической серии зеленокаменных вулканитов, терригенных и карбонатных пород и юрской анхиметаморфической терригенно-карбонатной серии; местами присутствуют также континентальная моласса верхнего палеозоя и триасовые известняки. Белопотокская — Брэтила единица надвинута к северо-востоку на Каменнопотокскую и, в свою очередь, полого перекрыта более высокой Деловецкой — Быстрицкой, по Крейтнеру, Суббуковинской, по Сандулеску, единицей. Наиболее характерным членом последней является зеленосланцевая вулканогенно-осадочная толща (серия Тульгеш Румынии), скорее всего верхнерифейско-кембрийского возраста с преобладанием среди вулканитов кислых разностей (очень типичны порфироиды). На румынской территории местами выступают и сильнее метаморфизованные и поэтому, возможно, более древние породы, а стратиграфически выше серии деловецкой — Тульгеш залегают отложения паралической формации карбона — кварциты, филлиты, известняки, доломиты со значительной примесью углистого материала. В разрез зоны входят также маломощные отложения перми (веррукано), триаса (T_{1+2}), юры (J_{1+2}) и неокома.

М. Сандулеску различает на румынской территории еще собственно Буковинский покров в составе докембрийских мезометаморфитов, верхнедокембрийских — «эокембрийских» эпиметаморфитов и осадочной толщи триаса — нижнего мела, заканчивающейся диким флишем альба и распространенной в основном в «краевых синклиналиях» Рарэу и

[1] Название это принадлежит Д. Андрусову; в румынской литературе обычно говорят о кристаллическо-мезозойской зоне. М. Сандулеску подразделяет Восточные Карпаты на Дациды, испытавшие основные деформации в мелу, и Молдавиды, деформированные лишь в миоцене. В состав Дацид включается и зона Чахлеу(-Раховская+Буркутская) со среднемеловыми складчатыми и ларамийскими покровными деформациями.

[2] Мармарошский покров [Kräutner, 1980].

Хэгиаш. В широком смысле к Буковинской группе покровов, по В. Улигу, относятся все упомянутые выше покровы, кроме Каменнопотокского, носящие характер покровов основания и происходящие из зон относительных поднятий альпийского этапа. В противоположность этому, покровы самой верхней и наиболее внутренней по происхождению Трансильванской группы покровов (Першани. Хэгимаш) представляют типичные покровы чехла и имеют, по М. Сандулеску, гравитационное происхождение. Их разрез включает отложения преимущественно карбонатные триаса, юры, неокома, включая массивные титон-неокомские (ургонские) известняки. Все эти породы встречаются в олистолитах в диком флише, венчающем разрез Буковинского покрова.

Между внутренними зонами Западных и Восточных Карпат обнаруживается много сходного: существование мощной континентальной коры к началу мезозоя, близость, если не однотипность, разрезов верхнего докембрия и палеозоя, а отчасти и мезозоя, решающая роль меловых деформаций в образовании их структуры, шарьяжный стиль строения, позднеальпийский вулканизм. Вместе с тем имеются и существенные отличия — в Западных Карпатах покровы чехла (субтатранские) распространены значительно шире, чем во Внутренних Восточных Карпатах, где преобладают покровы основания, а сам чехол (трансильванские покровы и оболочка буковинских) является значительно менее мощным, особенно в своей триасовой части; в Западных Карпатах ярко проявлено новейшее поперечное членение — «мегабрахитектоника», поперечные разрывы (с которыми связан и вулканизм), и т. д. Тем не менее аналогий больше, чем различий, и было бы соблазнительным параллелизовать покровы Брэтила-Белопотокский — Татро-Вепоридам, Деловецкий — Гемеридам, трансильванские покровы сопоставить с южногемерскими, если бы на этом пути не вставали серьезные трудности.

К сожалению, непосредственный переход от Внутренних Западных Карпат к Внутренним Восточным не может наблюдаться на поверхности, так как на юго-восточное продолжение одних и северо-западное других наложен Закарпатский тыльный прогиб. Этот прогиб начинается в ЧССР, где он известен под названием Восточно-Словацкого, протягивается через весь юг Закарпатской Украины и заканчивается в Румынии под названием Марамурешского. Закарпатский прогиб отделен от Большой Венгерской впадины крупным разломом, к которому приурочены молодые вулканические постройки Берегова в СССР и Байя-Маре в Румынии. Северный борт прогиба в Словакии и на западе Украинского Закарпатья также ограничен разломом, над которым возникла неогеновая Выгорлатская вулканическая гряда. Молодые поперечные разломы ограничивают прогиб на западе и рассекают его на поперечные отрезки. С поперечными разломами также связаны вулканические постройки: Прешов-Токайская гряда на западе, в Словакии и Венгрии и субмеридиональная полоса в Закарпатской Украине, в районе Хуста, соединяющая Выгорлатскую гряду с грядой Вышкова — Байя-Маре — Гуты. С этой полосой связано существенное изменение в строении прогиба — на западе его неогеновое, в основном плиоценовое выполнение непосредственно располагается на сравнительно неглубоко залегающем фундаменте внутреннекарпатского типа, на востоке фундамент (очевидно, мармарошского типа) оказывается погруженным на значительную глубину и не достигнут бурением, между ним и несогласно залегающим неогеном вклинивается толща интенсивно дислоцированного палеогенового флиша и геосинклинального верхнего мезозоя (мел, юра), а в основании неогена получает развитие среднемиоценовая соленосная толща, с которой связаны проявления соляной тектоники в прогибе (Солотвинский купол и др.). Палеогеновый флиш выступает на поверхность в юго-восточной центроклинальной части прогиба, в румынском Марамуреше. Этот так называемый марамурешский флиш сходен с флишем Драговской зоны, разделяющей зоны Мармарошских и Пьенинских утесов в Украинском Закарпатье.

Сама же Пьенинская утесовая зона, которая на всем протяжении Западных Карпат служит надежной демаркационной линией между их внутренней и внешней областями, обрывается в Закарпатье к востоку от долины р. Тересвы, вероятнее всего, в связи с поперечным сдвигом. Многие исследователи усматривают продолжение Пьенинской зоны в клиппах района Пояна — Ботизей в Марамуреше, надвинутых уже в южном направлении. Район Пояна — Ботизей находится к югу от основной части Мармарошского массива, который в таком случае не может являться продолжением Внутренних Западных Карпат, а должен находиться на продолжении наиболее южных из их внешних зон, и прежде всего Магурской зоны. К такому заключению уже давно пришел Д. Андрусов, основываясь на том факте, что Мармарошская зона утесов, явно связанная с Мармарошским массивом протягивается севернее Пьенинской зоны. Эта точка зрения поддерживается в настоящее время большинством румынских исследователей, включая Д. Патрулиуса и М. Сандулеску[1], и разделяется большей частью советских геологов, изучающих Карпаты. Вместе с тем обращает на себя внимание разительное сходство фундамента Татро-Вепорид и гранито-гнейсового комплекса Белопотокского — Брэтила покрова, гемерского и деловецкого эпиметаморфических комплексов, присутствие пьенинских триасово-юрских элементов в Мармарошской зоне утесов и даже во фронтальной части Раховского флишевого покрова, сходство триаса юга Раховского выступа Мармарошского массива с южногемерскими фациями (последние два пункта — по данным В. И. Славина). Это позволяет ставить вопрос о возможности другого решения — ухода Пьенинской зоны на юго-востоке под надвиг Мармарошского массива и ее выхода на поверхность в Закарпатье вследствие размыва Мармарошского, точнее Деловецкого, покрова, сохранившегося лишь в синформе Мармарошской зоны утесов.

По данным бурения в советской части Закарпатского прогиба, в северо-восточной полосе его к западу от р. Тересвы прослеживается продолжение субтатранских покровов, несогласно перекрытых палеогеновым флишем подгальского типа, на юго-востоке прогиба, за Тересвинским поперечным разломом сменяемым палеогеном же марамурешского типа. Юго-западнее Доброньско-Тячевского разлома фундамент прогиба сложен уже породами татро-вепорского типа, которые на крайнем юго-западе прогиба в районе Ужгорода — Чопа замещаются образованиями, сходными с гемерскими.

Южные Карпаты. Особое место в структуре Карпатской дуги занимает их южный сегмент, почти целиком находящийся в пределах Румынии (лишь крайняя его южная часть переходит за Дунаем на территорию Югославии — в Восточную Сербию и Болгарии). В то время как Западные и Восточные Карпаты объединены мощным развитием в целом очень сходных флишевых серий, Южные Карпаты почти целиком сложены доальпийскими кристаллическими породами с подчиненным распространением слабометаморфизованного палеозоя и неметаморфизованного эпиконтинентального мезозоя.

Северная граница Южных Карпат проходит на западе несколько южнее долины р. Муреш и далее в направлении городов Сибиу и Брашов, где она определяется разломом типа левого сдвига (?). На востоке Южные Карпаты отделяются от Восточных Карпат гипотетической флексурно-разломной меридиональной «линией Дымбовицы» (по одноименной реке, на которой южнее стоит Бухарест); на юго-западе их сочленение с Балканидами осуществляется вдоль аналогичной, но, пожалуй, более отчетливо выраженной «линии Тимока» (см. ниже).

Доальпийские комплексы Южных Карпат пространственно группируются в две структурные области: Гетскую и Дунайскую. Гетская область занимает северо-запад, север и восток Южных Карпат,

---

[1] Несколько иное мнение высказано лишь Г. Бомбицей, выразившим сомнения в принадлежности утесов Пояна — Ботизей к продолжению Пьенинской зоны.

Дунайская—юго-запад. Как было установлено Г. Мургочем еще в 1905 г. и подтверждено всеми последующими исследователями, Гетская область шарьирована на Дунайскую с минимальной амплитудой в 60—70 км, но возможно значительно большей — до 120—140 км [Schuster, 1971]. Этот шарьяж наиболее эффектно выражен в Железных Воротах на Дунае (надвиг гетских метаморфитов на нижнемеловой флиш), на горе Годяну, представляющей собой крупный останец Гетского покрова кристаллических сланцев, лежащий на верхнемеловых отложениях Дунайской области, и в полуокне Парынг, где образования Дунайской области погружаются к востоку под гетские образования. В дальнейшем из состава Гетского аллохтона была выделена его тектонически наиболее верхняя часть, названная Супрагетским покровом.

В то время как Гетская область обычно рассматривается как грандиозный аллохтон, Дунайской области приписывается роль автохтона, хотя, строго говоря, это не доказано, ибо на юге дунайские образования уходят под посттектонический покров неогеновых моласс. Между Гетским покровом и Дунайским «автохтоном» прослеживается еще узкая полоса Северинского покрова («паравтохтона»), сложенного верхнеюрским — нижнемеловым флишем восточнокарпатского типа. Гетский покров надвинут на Северинский, а последний — на чехол Дунайского автохтона.

В Дунайской области в основании разреза залегают гнейсы, амфиболиты, слюдяные сланцы, кварциты, гранито-гнейсы, мигматиты (амфиболитовая фация) и кварц-серицит-хлоритовые, графитовые сланцы, метавулканиты, порфироиды и известняки (зеленосланцевая фация метаморфизма). Первый комплекс очевидно добайкальский, древнее 850 млн. лет, второй — байкальский или байкало-салаирский [Kräutner, 1980]. В основании второго комплекса в излучине Дуная обнажен разрез офиолитовой ассоциации — серпентинизированные перидотиты, габбро, зеленокаменно измененные основные вулканиты. Эти образования тектонически налегают на более древние гнейсы.

Существенным отличием Дунайской области от Гетской служит развитие слабометаморфизованного и палеонтологически охарактеризованного нижнего и среднего палеозоя. К ордовику относятся конгломераты и песчаники в основании с галькой габбро и зеленых сланцев, основные и кислые вулканиты, сланцы и песчаники, к силуру — кварциты, филлиты, графитовые сланцы с прослоями кислых туфов, к девону — черные сланцы и песчаники с основными вулканитами, к нижнему карбону — черные аргиллиты и известняки с динантской фауной брахиопод. В подошве силура и девона отмечены конгломераты. Девон обнаруживает флишевую цикличность. Выше несогласно залегают верхнепалеозойские молассы, подобные гетским, но триас не известен, а в лейасе существенную роль играют мелководно-морские осадки. Доггер, мальм и нижний мел образуют в общем карбонатную формацию; по сравнению с Гетской областью она отличается большей фациальной дифференциацией: на осадки поднятий, в том числе рифы, и относительно более глубоководные отложения. Карбонатно-обломочный альб и верхний мел залегают трансгрессивно и носят частично уже характер флиша, заканчиваясь мощными олистостромами.

Основным элементом разреза Гетской области является мощная толща метаморфитов, в которой различают по степени метаморфизма и отчасти по составу два комплекса: мезометаморфический и эпиметаморфический. Первый метаморфизован в амфиболитовой фации и состоит из парагнейсов, слюдяных сланцев, амфиболитов, кварцитов, доломитов, представляя продукт метаморфизма карбонатно-терригенных осадков и основных, отчасти кислых вулканитов. Второй комплекс характеризуется зеленосланцевым метаморфизмом, имеет в основном осадочное происхождение и содержит подчиненные вулканиты; соответственно в нем преобладают хлорит-серицитовые сланцы и основные туфосланцы, встречаются порфироиды. Оба комплекса прорваны гранитоидами типа гра-

нодиоритов и тоналитов. Возраст второго эпиметаморфического комплекса принимается верхнерифейско-вендско-кембрийским, что подтверждается находками характерных микрофитолитов. Возраст первого комплекса древнее 850 млн. лет, т. е. заведомо добайкальский [Kräutner, 1980].

На древнем метаморфическом фундаменте и гранитах в Гетской области непосредственно залегают верхнепалеозойские континентальные молассы (угленосный карбон, красноцветная пермь), маломощный обломочно-карбонатный триас (T_{1+2}), отделенный несогласиями и от перми, и от юры, угленосно-обломочный грестенского типа лейас, мергельный доггер, карбонатный мальм и нижний мел, наконец, песчано-карбонатный альб и верхний мел; последняя серия залегает отчетливо несогласно. Мощности каждого из отделов составляют сотни метров, и весь разрез носит явно эпиконтинентальный характер осадочного чехла вполне консолидированной глыбы.

Промежуточный Северинский флишевый покров сложен отложениями от верхнеюрских до аптских. В основании этого разреза залегает офиолитовый комплекс — серпентиниты, габбро, диабазы, спилиты, яшмы — в подошве покрова превращенный в типичный меланж, а в кровле—конгломераты из кристаллических пород гетского типа с баррем-аптской фауной. Появление этого конгломерата вероятно отвечает началу надвигания Гетского покрова на флишевый прогиб.

Серпентиниты подчеркивают тектонический контакт между Гетским кристаллическим комплексом и Северинским флишем в Банате между Гетским покровом и Дунайским «автохтоном» в полуокне Парынг и внутри Дунайской области между зонами Алмаж и Ограден — Ретезат. К концу мела, вскоре после завершения покровообразования относится внедрение серии массивов гранитоидов — так называемых банатитов, близких к гранодиоритам. Они образуют цепочку меридионального направления, уходящую на севере в горы Апусени, а на юге — за Дунай, в Восточную Сербию.

Значительное усложнение в покровную структуру мелового возраста внесло последующее блоковое расчленение юго-западной части Южных Карпат сбросами субмеридионального простирания. Неогеновые впадины, выполненные осадками, начиная с верхнего бадена, несогласно наложены на блоки, разграниченные этими сбросами, доказывая досреднемиоценовый возраст последних. Позднетектоническая блоковая структура особенно отчетливо выражена к югу от Дуная; она настолько маскирует более раннюю покровную структуру, что ряд югославских и болгарских геологов долго отрицал существование здесь шарьяжей.

Очень трудной проблемой является сопоставление тектонической зональности Южных и Восточных Карпат. Дунайская область скорее всего является поднятым продолжением фундамента Внешних Флишевых Карпат — Молдавид, по М. Сандулеску, а Гетский покров — аналогом Буковинского покрова — восточных Дацид того же автора. Но подобные сопоставления очень провизорны и между Восточными и Южными Карпатами существуют, видимо, значительные горизонтальные смещения сдвигового (трансформного) типа.

Апусениды. Особое место в структуре Карпат принадлежит горам Апусени (Западным горам Румынии), находящимся в «глубоком тылу» как Восточных Карпат, от которых они отделены неогеновой Трансильванской впадиной, так и Южных Карпат, к которым они примыкают с севера. На западе сложная структура Апусенид скрывается под Паннонской (Большой Венгерской) впадиной, но данные бурения и геофизики позволили проследить ее непосредственное продолжение вплоть до румыно-венгерской границы и далее в южной Венгрии [Dumitrescu, 1981].

В структуре Апусенид можно различить три главных элемента: на севере и северо-востоке автохтон гор Пэдуря Краюлуй — Бихор — Джилеу, на юго-западе, юге и юго-востоке комплекс покровов — Кодру, Ариешени и др., надвинутых на автохтон в общем

северном направлении, и еще южнее и юго-восточнее, в горах Хигиш, Дроча, Металиче и в долине р. Муреш офиолитово-флишевая зона р. Муреш, надвинутая как к северу, поверх покровов центральных Апусенид, так и к югу, на кристаллический фундамент Южных Карпат.

В строении североапусенского, Бихорского «автохтона» основную роль играют древние метаморфические комплексы, добайкальские и байкальские, трансгрессивно перекрытые мезозоем, начиная с триаса (кварциты с эвапоритами, карбонаты) и включая юру (терригенно-карбонатный лейас, карбонатный мальм) и мел (баррем — сеноман карбонатно-терригенный). Отложения мезозоя мелководно-морские и маломощные, вполне соответствующие эпиконтинентальной обстановке. Отдельные выступы кристаллического основания к северо-востоку от основного поля развития автохтона Апусенид как бы связывают этот автохтон с массивом Родна Мармарошской зоны Восточных Карпат, где снова очевидны явления шарьяжа. Это дает основания усомниться в подлинной автохтонности северных Апусенид и считать, что они должны являться элементом общей покровной структуры Карпат и следовательно, участвовали в их генеральном смещении к северу (северо-востоку). Румынские исследователи М. Сандулеску и др. усматривают значительное сходство в разрезе северных Апусенид и Татрид Западных Карпат и полагают, что они являются юго-восточным продолжением последних.

В комплексе покровов центральных Апусенид выделяют целую серию пластин, в строении которых участвуют как образования доверхнепалеозойского фундамента, так и верхнепалеозойские континентальные молассы со значительным участием вулканитов в перми, триас — кварцитовый внизу, карбонатный в средней и верхней частях, кимеридж-неокомский флиш. В наиболее южном покрове — Бихария появляется слабо метаморфизованная терригенная толща силурийско-раннекаменноугольного возраста. Наряду с фациями мезозоя это придает данному покрову черты сходства с гемерскими покровами Западных Карпат, в то время как две другие, более северные группы покровов — Ариешени и Кодру параллелизуются соответственно с Хочским и Крижнянским покровами, главным образом по фациям триаса.

Мурешская зона (южные Апусениды) коренным образом отличается от смежных с севера и юга (массивы Пояна-Руска и Себеш Южных Карпат) зон, представляя наиболее типичную эвгеосинклинальную зону Карпатского орогена в целом. Она простирается на запад почти широтно, скрываясь в этом направлении под Паннонской впадиной, а на востоке поворачивает к северо-востоку, уходя под чехол Трансильванской впадины, где прослежена геофизикой и бурением.

Заложение Мурешского трога в пределах ранее единого континентального блока Апусенид и Южных Карпат относится к концу триаса — началу юры. Образуется рифтовая зона с океанской корой, представленной типичным офиолитовым комплексом, включающим перидотиты, габбро, долериты, диабазы [Cioflica, Nicolae, 1981]. В самом конце юры формирование основной части этой коры заканчивается, трог начинает испытывать некоторое сжатие и дифференциацию на подводные поднятия с накоплением рифовых известняков штрамбергского типа и прогибы с отложением глубоководных известняков с аптихами. В валанжине — готериве по бортам прогиба возобновляется вулканическая деятельность, но наряду с диабазами и спилитами изливаются андезиты, лавы чередуются с граувакками, пелитами (позже превращенными в филлиты) и яшмами. Очевидно, на бортах Мурешского трога в это время образуются островные дуги над уходящими под смежные континентальные блоки зонами Беньофа. В барреме — апте сжатие усиливается, а вулканизм затухает; начинается флишенакопление. В позднем апте и альбе в осевой зоне трога возникают поднятия, расчленяющие его на частные прогибы. Накапливающийся в прогибах грубый флиш

изобилует олистолитами и содержит олистостромы. Образуются первые шарьяжи, направленные к югу (на западе) и юго-востоку (на востоке). В сеномане появляются конгломераты (геоантиклинальная моласса, премоласса, по Л. Контеску), в туроне и сеноне снова сменяющиеся мощным флишем или прибрежно-мелководными осадками типа Гозау с рудистами. Тектонические деформации вновь усиливаются, достигая кульминации в конце мела, в ларамийскую эпоху и проявляясь, в частности, в образовании шарьяжей северного (на западе) и северо-западного (на востоке) направлений. Зона приобретает дивергентное строение, объясняемое поддвигом обоих ограничивающих ее континентальных блоков. С ларамийской эпохой связано также проявление «банатитового» магматизма — интрузий гранодиоритов и диоритов, излияний андезитов, дацитов и риолитов, приуроченных к секущим разломам северо-восточного направления и выходящих за пределы Мурешской зоны. Вулканизм возобновляется в неогене, но уже вдоль разломов северо-западного простирания.

Юго-западное продолжение Мурешской зоны усматривается в Вардарской зоне[1] Балканского п-ова; такое предположение было высказано еще Л. Кобером и поддерживается современными румынскими (М. Бляху, М. Лупу) и югославскими (М. Анджелкович) геологами. Северное продолжение Мурешской зоны пересекает фундамент Трансильванской впадины и протягивается в тылу Мармарошского массива к Пьенинской утесовой зоне [Sandulescu, 1975].

3. Балканиды и Западные Понтиды

Балканиды. Балканский сегмент Карпато-Балканской системы смещен относительно Южно-Карпатского примерно на 60 км к югу по субмеридиональному правому сдвигу линии Тимока. Передовой прогиб перед Балканидами на границе с Мизийской плитой существует только на крайнем востоке и выражен нетипично. Это Нижнекамчийский грабен-прогиб, узкий (10—15 км) и неглубокий на суше, но существенно расширяющийся (до 60—70 км) и углубляющийся в море, где мощность всего осадочного чехла возрастает до 12 км, а кайнозоя до 7—8 км. Как северное, так, видимо, и южное ограничения прогиба сбросовые. Начало формирования грабен-прогиба относится к раннему палеоцену. Строение чехла осложнено относительно пологой складчатостью [Брюкнер и др., 1980].

На остальной территории Болгарии между собственно Балканидами (Старой Планиной) и Мизийской плитой выделяется переходная зона, получившая название Предбалканской (сокращенно Предбалкан). Фундамент Предбалкана является общим со Старой Планиной и внешним Данубиком Южных Карпат. Развитие в позднем палеозое и раннем мезозое, вплоть до поздней юры, шло более или менее одинаково с Мизийской плитой и западной частью Старой Планины, но в верхах юры и низах мела на юге центральной части Предбалкана появляется флиш, и мощности сильно возрастают против Мизийской плиты и Старой Планины. Флиш сменяется мелководным песчано-глинистым нижним мелом (на западе развита ургонская фация, а выше мергели) и карбонатным верхним, практически неотличимым от мела Мизийской плиты, но вновь появляется в раннем — среднем эоцене. С позднего эоцена Предбалкан вовлекается в деформации, которым предшествует среднемеловая складчатость, и поднятие Балканид становится их фронтальной зоной. Зона Старой Планины надвигается на Предбалкан, слагающие его отложения изгибаются в крупные, скошенные к северу и подрезанные надвигами складки, и сама Предбалканская зона по системе кулисообразных относительно крутых надвигов воздымается над Мизийской плитой (на востоке она относительно опущена). По простиранию зона Предбалкана

[1] В широком смысле этого понятия, т. е. включая Шумадийскую зону Сербии.

разделяется на три сегмента, отличающихся по развитию и структуре, долгоживущими флексурно-разломными зонами — Этропольской и Твердицкой северо-восточного простирания.

Зона Старой Планины геоморфологически в общем соответствует одноименному хребту, но этот хребет фактически охватывает, кроме собственно Старопланинской, еще две других зоны — Котелскую и Лудокамчийскую. Собственно Старопланинская зона в основном сложена палеозойским комплексом пород, начинающимся вендско-кембрийской диабаз-филлитоидной формацией, включающим далее сланцевую формацию ордовика — силура, флишоидную вулканогенно-терригенную верхнего девона, позднепалеозойскую вулканогенную молассу (все они разделены несогласиями), и такого же возраста гранитоидами. Палеозойский комплекс образует два крупных, кулисообразно расположенных поднятия (антиклинория) — Берковицкое и Шипкинское, на крыльях и погружениях которых залегает мезозойский чехол, сложенный в основном шельфовой карбонатной формацией. Залегает чехол, а также моласса гораздо спокойнее, чем нижне-среднепалеозойские отложения, смятые в разбитые кливажем изоклинальные складки.

Между Габрово и Сливеном образования собственно Старопланинской зоны уходят под резко несогласно залегающий верхний мел, слагающий вместе с нижним палеогеном флишевую формацию Лудокамчийской зоны, разрез которой заканчивается верхнеэоценовой молассой. Лудокамчийская зона на западе имеет структуру синклинория, состоящего из скошенных и надвинутых к северу складок. На востоке, где она срезается берегом Черного моря, эта зона практически охватывает всю Восточную Стару Планину, а на шельфе изменяет свое простирание с широтного на юго-восточное, уходя в направлении анатолийского побережья [Дачев, 1977]. Но к западу от побережья, между Лудокамчийской зоной и Предбалканом вклинивается узкая (до 9 км) весьма своеобразная и очень сложного строения Котелская зона. Она полого надвинута в северу на Предбалкан, а с юга перекрыта по более крутому надвигу лудокамчийским флишем. Котелскую зону слагают триасовый флиш с мощными олистостромами и гигантскими олистолитами известняков и сланцевая формация ранней и средней юры. Этот вполне геосинклинальный тип развития нижнего мезозоя не имеет ничего общего с нижнемезозойским чехлом Старой Планины, но весьма сходен с наблюдаемым на юге, в Родопах и Страндже[1]. Вместе с тектоническими контактами с прилегающими зонами это делает весьма вероятным предположение П. М. Гочева о том, что Котелская зона представляет собой передовой элемент шарьяжа с юга «ультрародопских» фаций в среднемеловую эпоху деформаций. В позднем мелу ее южная часть была перекрыта лудокамчийским флишем, а в позднем эоцене они подверглись совместным дислокациям[2].

На юге Старопланинская и Лудокамчийская зоны отделены от следующей — Среднегорской глубинным Забалканским разломом. Разлом этот, однако, представляет собой порождение новейшего, орогенного этапа развития Балканид, а первоначальной границей служил фронт шарьяжа Среднегорья на Стару Планину. В настоящее время от этого шарьяжа сохранились крупный останец в районе горы Ботев Верх — одной из главных вершин Старой Планины и ряд более мелких клиппов. В этих останцах древние граниты Среднегорья по горизонтальной поверхности тектонически перекрывают известняки сенона и эоцена, в свою очередь резко несогласно налегающие на палеозой ядра Шипкинского антиклинория. Этот главный Южно-Болгарский надвиг в общем соответствует надвигу Гетикума на Данубикум в Южных Карпатах. Зона Среднегорья ограничена с севера Забалканским, а с юга аналогичными неотектоническими Перникским и Маришским

[1] Автор имел возможность убедиться в этом сходстве во время совместной экскурсии с Г. Василевой и И. Кынчевым.

[2] Прежняя, фиксистская трактовка Котелской зоны — тафрогеосинклиналь.

разломами. Маришский разлом обнаруживает, наряду со сбросовой, сдвиговую компоненту в несколько десятков километров и сейсмически активен в современную эпоху. Сама зона представляет собой позднемеловую рифтогенную структуру, наложенную на краевой вулкано-плутонический пояс. Она продолжается на северо-запад в Восточную Сербию и Банат, а на юго-восток в Понтиды. Фундамент Среднегорья гетерогенен — на северо-западе эта зона наложена на палеозойский комплекс дунайского типа, выступающий в Свогенском антиклинории, в центральной и восточной частях — на докембрийский кристаллический комплекс родопского типа, прорванный палеозойскими гранитоидами и непосредственно перекрытый эпиконтинентальными триасом и лейасом. Обособление Среднегорской зоны относится к началу позднего мела — паралический угленосный сеноман основания ее разреза перекрывается туронским флишем, за которым следуют сенонская вулканогенная толща и снова флиш маастрихтского возраста. На востоке фундамент погружается и особенно широкое распространение получает мощный (до 3 км) вулканогенный сенон, так называемый Бургасский синклинорий. В западном Среднегорье вулканиты преимущественно андезитового состава, вверху трахиандезитового, в центральном — нижняя часть андезито-базальтового, средняя—дацитового, отчасти риолитового, верхняя—андезито-базальтового и трахиандезитового, в восточном — главным образом трахибазальтового [Boccaletti et al., 1978]. Интрузивные образования представлены относительно небольшими гипабиссальными и субвулканическими телами, варьирующими по составу от габбро через монцониты до сиенитов. Гора Витоша над Софией и островные горы у Пловдива, которым этот город был обязан своим римским названием Тримонциум, сложены этими интрузивами. Складчатость Среднегорья имеет ларамийский возраст и характеризуется средней величины и интенсивности складками северной вергентности, осложненными небольшими надвигами. Начиная с позднего эоцена в пределах зоны формировались молассы, которые в настоящее время выполняют ряд наложенных впадин на всем пространстве от «Софийского поля» до Бургаса, где появляется морской миоцен. В море Бургасская впадина, видимо, замыкается, отделяясь от основной Черноморской впадины юго-восточным погруженным продолжением Старой Планины, вернее Лудокамчийской зоны.

На юго-западе Среднегорье отделено Перникским разломом от зоны, выделенной Е. Бончевым под названием Крайштид. Эта зона на севере берет начало в узкой Лужницкой зоне титонского флиша, вклинивающейся в Восточной Сербии между южным продолжением Гетского и Супрагетского (здесь Моравского) покровов. Собственно Крайштиды протягиваются в юго-восточном направлении параллельно Сербско-Македонскому массиву, пограничному с Динаридами и продолжающему Супрагетикум — Моравикум, отделяя этот массив от Среднегорья и Родопского массива (=Гетикуму). На юге Крайштиды тектонически выклиниваются в бассейне р. Струмы (Стримон), где Сербско-Македонский массив надвигается непосредственно на Родопский. В отличие от этих массивов и сходно со Старой Планиной, в Крайштидах развиты палеозойские геосинклинальный и орогенный комплексы с характерной диабаз-филлитоидной формацией в основании. Триас и юра, опять же подобно Старой Планине, здесь эпиконтинентальные, но в титоне—валанжине, как отмечалось, появляется мощный флиш. Меловые отложения снова мелководные и в основном карбонатные. С верхнего эоцена развита моласса, в палеогене вулканогенная, выполняющая ряд мелких наложенных впадин. Структура зоны сложная, складки осложнены многочисленными продольными и поперечными сбросо-сдвигами, маскирующими более ранние надвиги. Основное структурообразующее значение в альпийском этапе имели среднемеловые, предпалеогеновые и послепалеогеновые деформации; первые сопровождались надвигами, а последние носили преимущественно блоковый характер.

Пространство к югу от Центрального Среднегорья и к востоку от Крайштид занято Родопским массивом, простирающимся на юг до Эгейского моря. До недавнего времени строение Родоп рассматривалось как относительно простое, в целом отвечающее классическому понятию о срединных массивах, хотя и высказывались сомнения в этой трактовке (А. В. Пейве, А. Тольман). Теперь фактически начался ее полный пересмотр [Гочев, 1979]. Поэтому термин «массив» применяется здесь лишь в неотектоническом плане.

Основная роль в сложении Родопского массива принадлежит метаморфитам амфиболитовой фации докембрийского возраста и палеозойским гранитоидам. Метаморфиты представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами, мощными мраморами, амфиболитами. Встречаются метаморфизованные ультрабазиты и базиты. Традиционное деление кристаллического комплекса на архей и протерозой лишено серьезных оснований, верхняя часть этого комплекса имеет, на основании находок микрофитолитов, ранне-среднерифейский и среднепротерозойский возраст. Присутствие железистых кварцитов может указывать на возможный раннепротерозойский возраст нижней части комплекса, по аналогии с Южной Добруджей.

В восточной и юго-восточной частях Родоп, в бассейне Арды и в греческой Западной Фракии известны выходы слабо или почти неметаморфизованных глинистых, очевидно глубоководных отложений триаса — юры — нижнего мела. Они тектонически налегают на нижний кристаллический комплекс Родоп и перекрываются верхним комплексом. Отсюда следует, что Родопский «массив» имеет по крайней мере двухъярусное покровное строение [Белов, 1981; Гочев, 1979]. Возможно, как полагает А. А. Белов, что отмечаемое в Родопах угловое и метаморфическое несогласие между двумя частями кристаллического комплекса является в действительности тектоническим, а метабазиты и ультрабазиты основания верхнего комплекса могут маркировать поверхность срыва. В этом случае нижний комплекс может представлять собой относительный автохтон, а верхний — аллохтон (Неородопы и Мезородопы П. М. Гочева), возможно, связанный с Сербско-Македонским массивом и перемещенный в среднемеловую (австрийскую) эпоху деформации (рис. 28). Очевидно, это удвоение коры и привело к увеличению мощности коры Ро-

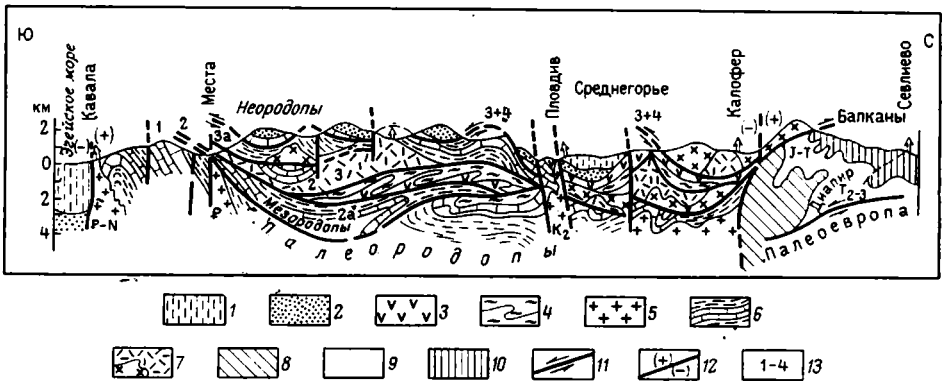


Рис. 28. Предполагаемое строение Южно-Болгарского глубинного надвига (по П. М. Гочеву).

1 — неоген и квартер Северо-Эгейского грабена; *2* — палеогеновая моласса (внутриорогенная); *3* — верхнемеловая надстройка Среднегорского окраинного рифтового бассейна; *4* — австрийский надродопский шарьяж Странджи (в настоящее время на поверхности в Восточных Родопах); *5* — щелочные неоинтрузии зоны обдукции (K_2 — N); *6* — карбонатные и терригенные образования Родоп (протерозой — палеозой); *7* — прародопские образования (архей?); *8* — каледонские и герцинские деформированные комплексы Мизийской плиты, Балканид и Среднегорья (Сербско-Македонский массив); *9* — киммерийская «надстройка» герцинского орогена (J—T); *10* — внешний (Карпато-Балканский) бассейн Северного Тетиса, поглощенный перед средним эоценом (лютетом); *11* — полифазные покровы северного крыла орогена — Южноболгарский комплексный шарьяж (австроальпиникум+пенникум); *12* — послепокровные разломы: послеавстрийские, послеларамийские, послеиллирийские, послепиренейские и глубинные послесавские; *13* — вероятная последовательность наложения покровных пластин, включая пиренейско-савские ретрошарьяжи

допского массива до 50 км. К концу раннего мела Родопский массив выступил как нечто единое, а в позднем мелу на его северную часть оказался наложенным Среднегорский рифт.

В раннем палеогене одновременно с вовлечением Среднегорского рифта в складчатые деформации произошло надвигание массива на этот рифт, а в позднем эоцене — олигоцене сам массив испытал растяжение с образованием вулкано-тектонических депрессий, заполненных молассами и кислыми известково-щелочными вулканитами; известны и гипабиссальные интрузии того же возраста. Эти события привели к общему радиометрическому «омоложению» пород массива. Молассы прослоены мощными олистостромами, отражающими перемещение южновергентных гравитационных покровов — ретрошарьяж в связи с началом образования Северо-Эгейской впадины.

Сербско-Македонский массив протягивается полосой древних метаморфитов от Дуная до Эгейского моря (п-ов Халкидики), ширина его достигает 85 км. На западе массив надвинут на зону Вардара (s. lato), на востоке на различные зоны Южных Карпат и Балканид, включая (на юге) Родопский массив; надвиг на последний проходит вдоль долины р. Струмы (Стримон в Греции), обладает довольно значительной горизонтальной амплитудой и имеет постолигоценовый возраст.

В строении фундамента массива различают два комплекса. Более древний из них сложен кристаллическими сланцами и гнейсами с подчиненными мраморами, амфиболитами и мигматитами; он имеет дорифейский или скорее доверхнерифейский (довендский?) возраст. Верхний комплекс развит к востоку от нижнего и находится с ним в тектоническом контакте, обладая синклинорным (синформным?) залеганием. Он образован породами более низкой ступени метаморфизма, в основном зеленосланцевой, обладающими сходством с диабазово-филлитоидной серией Балканид. Возраст верхнего (власинского) комплекса определяется находкой археоциат, а также радиометрической датировкой прорывающих его гранитоидов (450 млн. лет) как позднерифейско (вендско?) раннепалеозойский. Фундамент массива подвергся интенсивной переработке в герцинскую эпоху тектогенеза с внедрением крупных гранитных плутонов. Верхнепалеозойский и нижнемезозойский чехол пользуется весьма ограниченным распространением. Вместе с фундаментом он был затронут тектогенезом конца средней юры, который в свою очередь сопровождался регрессивным метаморфизмом пород фундамента и прогрессивным — чехла со становлением новых гранитных интрузий. Фундамент массива непосредственно перекрывается сенонским флишем. Заключительные деформации массива относятся к концу палеогена; за ними непосредственно последовало образование субвулканических тел и даек субщелочных кислых пород, возобновившееся в плиоцене.

Наиболее юго-восточным и наиболее экзотичным элементом структуры Балканид является зона Странджи (турецк. Истранджа), расположенная по обе стороны болгаро-турецкой границы к северо-востоку от юго-восточного продолжения Родопского массива. Главной особенностью этой зоны, по которой она первоначально и была выделена, является региональный метаморфизм, затрагивающий отложения триаса и юры; в последнее время здесь доказано (палинологически) и присутствие палеозоя (девона). По данным П. М. Гочева, в Страндже различают два комплекса покровов. Северный из них, находящийся целиком на болгарской территории, представляет сложную покровную синформу, состоящую из пластин слабо метаморфизованных карбонатного и флишевого триаса внизу и палеозойских (девонских) филлитов вверху. Этот покровный комплекс перекрывает юрские филлиты, карбонатный триас и нормально подстилающие его палеозойские граниты другой системы покровов, продолжающейся южнее в Турции, вплоть до Нижнефракийской молассовой впадины. По мнению П. М. Гочева и западногерманских геологов, работавших в Северной Греции, Странджа может представлять северо-восточное, шарьированное к северу поверх древнего ядра Родоп-

ского массива продолжение Перирородопской зоны Греции, обрамляющей с юго-запада и юга Сербско-Македонский и Родопский массивы и характеризующейся развитием раннемезозойского флиша и неокиммерийскими деформациями и метаморфизмом; в Греции в этой зоне известны и офиолиты. Как мы видели выше, к покровам Странджи тяготеет и аналогичный мезозой Восточных Родоп и Котелской зоны Восточной Старой Планины. Если это так, то древние граниты Сакар-Планины и метаморфизованный триас Тополовграда, относящиеся к Родопскому массиву, выступают в тектоническом окне между покровами Северной Странджи и Котелской зоны. Верхний мел Восточного Среднегорья и прорывающие его гранитоиды запечатывают эти покровы, свидетельствуя об их «австрийском» возрасте.

Западные Понтиды появляются, по П. М. Гочеву (1979 г.), из-под надвига Странджи несколько северо-западнее Босфора, еще в Европейской Турции, но основное развитие получают в северо-западной Анатолии, где простираются на восток до северной ветви Северо-Анатолийского сдвига, а на юг до офиолитовой зоны Измир — Анкара (рис. 29). К. Фуркен [Fourquin, 1975] подразделяет Западные Понтиды на внешние и внутренние, проводя границу между ними вдоль основной зоны Северо-Анатолийского разлома, предопределенного, таким образом, более древней ослабленной зоной. На западе эта граница простирается через Мраморное море и основание Галиполийского п-ова.

Вдоль северной периферии внешних Западных Понтид, т. е. на суше в полосе Черноморского побережья прослеживаются верхнемеловые вулканиты, составляющие продолжение одновозрастных вулканитов Среднегорья. Основная же часть этого вулканического пояса находится здесь, очевидно, уже под водами Черного моря [Дачев, 1977]. Наиболее широко распространен на поверхности внешних Западных Понтид (в пределах суши) палеозойский, герцинский, комплекс, практически неметаморфизованный, залегающий на более древнем, вероятно, байкальском метаморфическом фундаменте и начинающийся трансгрессивными ордовикскими песчаниками. Выше следует глинисто-карбонатный средний палеозой; в Зонгулдакском угольном бассейне он несогласно перекрывается паралическим угленосным намюром — вестфалом; палеозойский разрез здесь завершается континентальными красноцветами стефана — перми. Палеозойские отложения умеренно дислоцированы, прорваны, до низов карбона включительно, гранитами и трансгрессивно перекрыты полого залегающим триасом — обломочным в основании, карбонатным в среднем и верхнем отделах с фауной альпийского типа. Юра представлена обломочным угленосным лейасом («грестенская фация»), трансгрессивный мальм — неоком — неритическими известняками, вверху ургонского типа, на которые, в свою очередь, несогласно налегают верхнемеловые вулканиты. Перед сеноном и в маастрихте отмечаются интенсивные деформации, с которыми связывается образование надвинутых с юга покровов, включающих офиолиты, а также метаморфиты таврского типа.

Внутренние Западные Понтиды характеризуются прежде всего крупными выступами древнего метаморфического основания (Каздаг, Уллудаг и др.), трансгрессивно перекрытого верхним визе. Этот метаморфический комплекс французские исследователи коррелируют с фундаментом Сербско-Македонского и Родопского массивов. Мезозойский чехол неритический, нередко обломочный, и изобилует перерывами. Перед поздним лейасом, в раннекиммерийскую тектоническую эпоху с юга произошло шарьирование пермских известняков, диабазов, граувакк и триасовых известняков, входящих в состав триасовой олистостромовой толщи Каракая [Bingöl, 1976]. Еще более значительными были маастрихтские шарьяжи с надвиганием офиолитов основного ствола Тетиса, образованием знаменитого «анкарского меланжа», впервые описанного в Средиземноморском поясе в классической работе Бейли и Маккалиена, а также перемещением «таврских» метаморфитов.

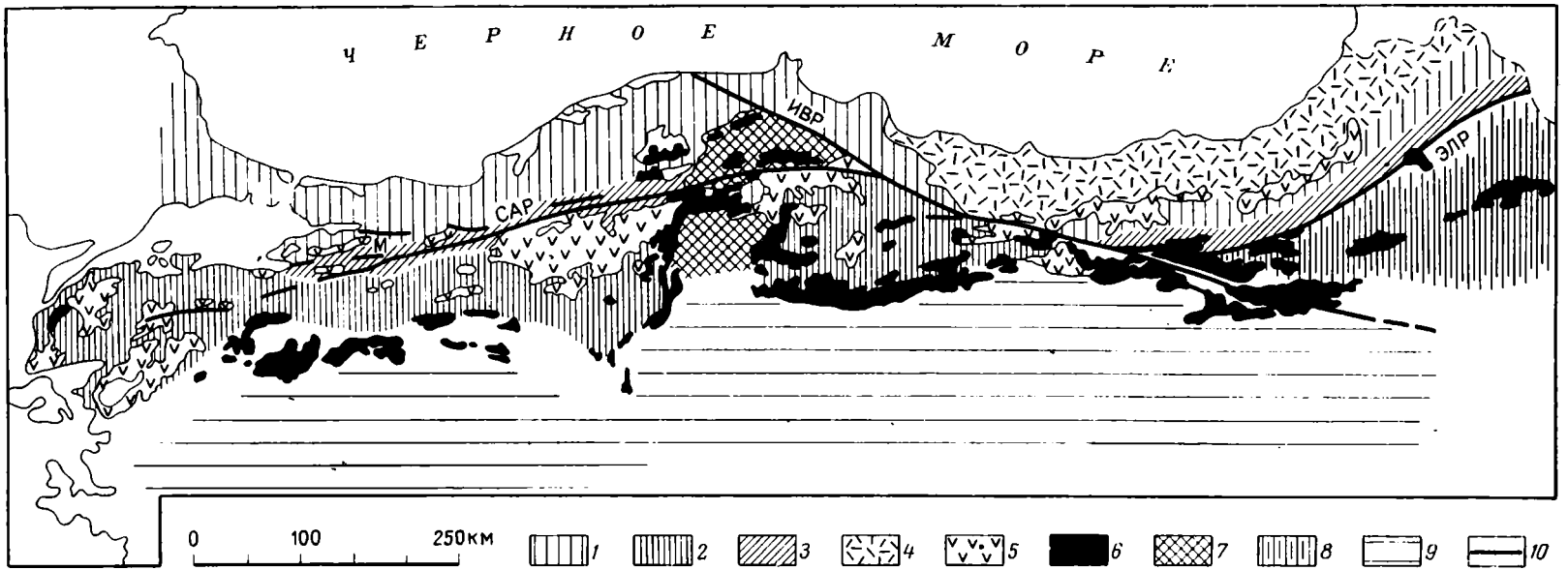


Рис. 29. Тектоническая схема Северной Анатолии (по А. Бергуняну и К. Фуркену).

1 — Внешние Понтиды; *2* — Внутренние Понтиды; *3* — желоба Коп и Мундурну; *4* — Северо- Понтийский вулканический пояс; *5* — Южно-Понтийский вулканический пояс; *6* — офиолиты; *7* — аллохтонные метаморфические массивы таврского характера; *8* — гипотетический фундамент Внутренних Понтид; *9* — Таврская область; *10* — сдвиги; разломы: М — Мундурну, САР — Северо-Анатолийский, ИВР — Инеболу-Варто, ЭЛР — Эрзинджан-Лысогорский перевал

Между внутренними и внешними Западными Понтидами, вдоль современной трассы Северо-Анатолийского разлома прослеживается прогиб Мундурну, заполненный мощными и относительно глубоководными мезозойскими отложениями, включая кимериджские спилиты и верхнемеловой флиш. К. Фуркен сопоставляет этот прогиб с зоной Крайштид, которая, если следовать его логике, не выклинивается на юге Болгарии, а лишь перекрывается здесь надвигом Сербско-Македонского массива, с которым собственно и надо сопоставлять внутренние Западные Понтиды. Тогда формацию Каракая надо считать элементом Перирородопской зоны, допуская очень значительную (порядка 200 км) амплитуду шарьяжей Странджи и Восточных Родоп.

Еще одной особенностью внутренних Западных Понтид, отличающей их от внешних, являются мощные проявления молодого, в основном наземного известково-щелочного вулканизма (Южно-Понтийский пояс), начавшегося в позднем маастрихте — эоцене и возобновившегося в миоцене (кислые лавы в раннем, андезиты в позднем).

4. Основные этапы развития Карпато-Балканской системы

Добайкальский (гренвильский) этап. О заложении системы на древнем континентальном основании достаточно свидетельствуют многочисленные выступы этого основания, сложенные гнейсами (в основном парагнейсами), амфиболитами (орто), слюдяными сланцами, кварцитами и мраморами. В Румынских Карпатах [Kräutner, 1980] намечается преобладание аповулканических пород — амфиболитов, лептинитов в нижней части разреза, а обломочных и карбонатных (кварциты, слюдяные сланцы, мраморы) в верхней. Указывается, что мощность этих образований может достигать 20 км, но, как всегда, для столь глубоко метаморфизованных и деформированных толщ оценка мощности вызывает сомнения. Метаморфизованы породы в амфиболитовой фации с наложенным зеленосланцевым ретроградным байкальским (салаирским) или герцинским (в основном) метаморфизмом. Нижний предел возраста этих образований оценивается в Румынии в 850 млн. лет. В фундаменте Панонской впадины на венгерской территории получены значения до 1380 млн. лет, а в Родопском массиве в Болгарии породы дают лишь герцинские и альпийские датировки. В районе Родопского массива существенную роль играют мраморы, в которых встречены рифейские (R_{1+2}) микрофитолиты. Здесь же присутствуют ультрабазиты, метагаббро — нориты и ортоамфиболиты; они залегают в видимом основании верхней части метаморфического комплекса, но соотношения могут быть тектоническими и в действительности эти породы, возможно, составляют основание всего разреза. Эта возможность подкрепляется аналогией с Румынскими Карпатами, и если она верна, может указывать на геосинклинальную природу нижнего и среднего рифея и заложение геосинклинали на океанской коре. Подобный вывод нуждается, однако, в серьезном подтверждении, ибо данные по другим регионам говорят о более позднем раздроблении среднедокембрийской панплатформы.

Интенсивная тектонизация и метаморфизм древнего основания не дают возможности восстановить его литолого-фациальную зональность. Бросается в глаза скорее однообразие этого метаморфического комплекса с некоторым возрастанием роли карбонатных пород к югу, в Родопах. Испытавшие региональный метаморфизм и мигматизацию в готскую и гренвильскую эпохи толщи данного этапа развития составили континентальную кору, к началу позднего рифея покрывавшую всю площадь будущей Карпато-Балканской системы.

Байкало-салаирский этап (конец рифея — кембрий)[1]. На этом этапе возникла Карпато-Балканская геосинклинальная система. Ее древнейшие отложения, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, под-

[1] Описывается в основном по материалам С. Г. Рудакова.

стилаются, судя по обнажениям на румынском берегу Дуная в Железных Воротах, достаточно типичной офиолитовой ассоциацией, свидетельствующей о рифтообразовании и последующем спрединге в начале этапа. Эвгеосинклинальная зона прослеживается на север и северо-запад в Трансильванию и на юг и юго-восток в Стару Планину, где интенсивно проявлен основной, отчасти кислый (кератофиры — альбитофиры) вулканизм. С запада и юга эвгеосинклинальную зону, т. е. бассейн с корой океанского типа, ограничивал крупный континентальный массив, включавший современные Бихорский, Сербско-Македонский и Родопский массивы. Возможно, что он представлял уже окраину Гондваны. На востоке океанский бассейн отделялся более узким микроконтинентом от окраинного моря—миогеосинклинальной зоны, протягивавшейся в основании современных флишевых покровов Восточных Карпат и далее на юг в Добруджу. Ее осадки представлены зелеными филлитами — слабо метаморфизованной толщей сланцевой формации. Микроконтинент в середине — конце этапа был надстроен вулканической дугой, подстилавшейся, очевидно, наклоненной к востоку зоной Беньофа.

В Западных Карпатах и Альпах комплекс отложений, соответствующий рассматриваемому этапу, не выделяется. Это может иметь двоякое объяснение: либо Карпато-Балканская эвгеосинклиналь выклинивалась в северо-западном направлении (С. Г. Рудаков), либо в этом направлении степень метаморфизма образований данного возраста повышается до амфиболитовой фации и поэтому они сливаются с более древним комплексом. Первое предположение в известной мере подтверждается тем обстоятельством, что к западу от Альп, на Иберийском п-ове образования венда и кембрия носят квазиплатформенный или рифтогенный характер.

Развитие первой генерации Карпато-Балканской геосинклинали закончилось в конце кембрия складчатостью и метаморфизмом зеленосланцевой фации и привело к восстановлению сплошности континентальной коры на площади области. Однако незначительное распространение гранитоидов салаирского возраста, отсутствие моласс и слабое развитие грубо- или крупнообломочных пород в основании ордовика или более молодого палеозоя свидетельствуют о незавершенности геосинклинального развития и крайней редуцированности орогенеза. Отголоском салаирских деформаций в пределах миогеосинклинали служит сандомирская фаза тектогенеза, установленная в южной Польше по несогласию между тремадоком и аренигом. Дробление гренвильско-байкальской континентальной коры в начале ордовика подготовило почву для регенерации геосинклинального режима в позднем ордовике — раннем карбоне.

Каледоно-герцинский этап, геосинклинальный период (ордовик — ранний карбон). Образования данного этапа, в отличие от предшествующего, достаточно полно представлены не только в Восточных, но и в Западных Карпатах, откуда они непрерывно прослеживаются в Восточные Альпы, слагая единую эвгеосинклинальную зону. Раковецкая фация северных Гемерид отвечает, видимо, осевой части этой зоны; здесь развиты офиолитовая ассоциация, а также глубоководные карбонаты, кремни, пелиты верхов ордовика — низов карбона. Южнее, в Гемеридах в верхах разреза гельницкой фации ($D—C_1$) получает развитие достаточно типичная островодужная вулканическая формация с преобладанием кислых вулканитов над средними; ее подстилают глубоководные кремнисто-глинистые отложения верхнего ордовика — девона. Еще южнее, в горах Сендре и Уппонь наряду с глинистыми породами существенную роль в сложении нижнего и среднего палеозоя приобретают песчаники и особенно известняки с неритовой фауной. Это уже, очевидно, отложения окраинного моря и континентального склона; их сопоставляют с южно-альпийскими.

В Румынских Карпатах возможное продолжение этих краевых фаций, а также девонско-динантской вулканической дуги обнаруживается

на юге гор Апусени. Полоса наибольших мощностей нижнего — среднего палеозоя огибает этот район с востока (?) и юга, отвечая в последнем случае Супрагетикуму и западному Данубикуму. Здесь мощность ордовика — силура достигает 5 км (Локва), девона — тоже 5 км (Пояна Руска). На фоне терригенного песчано-глинистого осадконакопления мощно проявлен диабазовый вулканизм, но офиолиты этого возраста не известны, как не известны они ни в Балканидах, ни в Понтидах. Возможно, что это объясняется замыканием Восточноальпийского—Западнокарпатского бассейна океанского типа в юго-восточном направлении и его сменой бассейном с утоненной и переработанной континентальной корой, но возможно также, что офиолиты не выступают на поверхность вследствие увеличения масштаба тектонических перекрытий. Отмечается, что диабазы развиты на поднятиях вместе с железными рудами ланндильского типа и рифовыми известняками.

Дальнейшее продолжение той же геосинклинальной зоны устанавливается в Восточной Сербии и Западной Болгарии (Крайштиды, Стара Планина). Здесь продолжают встречаться, особенно в ордовике, вулканические и субвулканические породы основного (диабазы, габбро) и отчасти среднего (кератофиры) состава. Средний и верхний девон близки по формационному типу к флишу.

В Румынских Карпатах отмечено преддевонское несогласие, которому отвечает частичное радиометрическое омоложение пород на рубеже 400 млн. лет. Это несогласие еще более ярко выражено в миогеосинклинальной зоне, подстилающей флишевые Карпаты, где накопление карбонатно-глинистых отложений ордовика — силура было прервано в середине лудлова деформациями и поднятиями с отложением молассоидной красноцветной толщи верхов силура — низов девона. В Балканидах наблюдается несогласное залегание верхнего девона на силуре.

Герцинский этап, орогенный период (средний карбон — пермь). В отличие от трех предыдущих этапов, герцинский этап завершился интенсивно проявленным орогенезом, включающим деформации, доходящие до образования шарьяжей, обнаруженных в ряде районов Румынских Карпат (Родна, Пояна Руска, Южный Банат) и в Старой Планине. Метаморфизм выражен относительно слабо, в виде анхиметаморфизма и низших ступеней зеленосланцевой фации в палеозойских отложениях и ретроградного зеленосланцевого метаморфизма в более древних образованиях. Мощно проявлен интрузивный магматизм с максимумом в позднем карбоне; в конце периода на смену гранитам и гранодиоритам приходят сиениты, вплоть до нефелиновых сиенитов. Орогенный вулканизм дает максимум в ранней перми; кроме известково-щелочных достаточно широко распространены субщелочные разности. Позднегерцинский магматизм охватывает не только зоны накопления геосинклинальных отложений, но и микроконтиненты, в частности Сербско-Македонский и Родопский. Это может объясняться активностью зоны Беньофа, наклоненной под них скорее всего с запада и юго-запада, т. е. со стороны Вардарской зоны Динарид (см. ниже), и дает косвенное доказательство существования в зоне океанского бассейна к началу позднего палеозоя. В течение самого позднего палеозоя это уже могла быть зона континентальной коллизии.

Собственно геосинклинальные осадки сменяются молассами в Карпато-Балканской системе в намюре. Угленосная моласса карбона, как и в Альпах, залегает с резким несогласием на подстилающих отложениях и перекрывается красноцветной грубой молассой перми. Молассы выполняют ряд крупных и мелких впадин, обычно ограниченных разломами. На севере под флишевые покровы уходит в юго-восточном направлении продолжение Верхне-Силезского передового прогиба с его угленосным карбоном. Каменноугольный бассейн юго-восточной Добруджи также представляет, по существу, передовой прогиб перед Балканидами, как и Зонгулдакский бассейн перед Восточными Понтидами.

На юго-востоке Мизийской плиты и в восточном Предбалканье в поздней перми распространены эвапориты, включая каменную соль, то же — в структуре типа передового прогиба; с ними связаны проявления соляной тектоники в районе Провадии. Образование эвапоритов указывает на связь с морским бассейном, который мог находиться лишь восточнее; им, скорее всего, являлся Крымско-Южнокавказский бассейн. Переход к морским или паралическим фациям наблюдается в верхнем палеозое и на крайнем юге Западных Карпат; этот бассейн через район оз. Балатон непосредственно связан с Южноальпийским и Динарским.

Альпийский геосинклинальный этап (триас — палеоген)[1]. К началу триаса горный рельеф герцинских сооружений был значительно выравнен, о чем свидетельствует в основном мелкообломочный состав нижнетриасовых отложений. Триас в целом характеризовался в пределах Карпато-Балканской системы относительно спокойным тектоническим режимом, что позволило считать его «квазиплатформенной интермедией» в развитии региона. В пределах Внешних, Флишевых Карпат, Мизийской плиты с Добруджей и западной Старой Планины, а также в горах Мечек на юге Паннонской впадины и в Западных Понтидах триас развит по «германскому типу, т. е. в лагунных фациях пестрого песчаника (T_1) и кейпера (T_3) и сугубо мелководных эпиконтинентальных— раковинного известняка (T_2). Во внешних зонах Внутренних Карпат и в фундаменте юго-восточной части Паннонской впадины (Бихорский блок), триас уже целиком морской, но все еще очень мелководный (внутренний шельф) и пестроцветно терригенный в нижнем и верхнем отделах, а в среднем отделе с береговыми рифами. Более глубоководные фации появляются в Задунайском Среднегорье, на юге Западных Карпат — в южных Гемеридах и в покровах южных Апусенид и буковинских покровах Мармарошского массива Восточных Карпат. Выше терригенно-глинистого верфена здесь залегают различные известняки и доломиты; особенно характерны мощные рифогенные образования верхнего триаса (дахштейн или «главный доломит»); мощность триаса данного типа достигает максимальных величин, до 2,5 км. Еще южнее, в горах Игаль-Бюкк в северной Венгрии и в Трансильванских покровах Румынии в среднем триасе проявляется подводный вулканизм (базальты — андезиты) на фоне кремнисто-карбонатного глубоководного осадконакопления, продолжающегося в позднем триасе. На крайнем юго-востоке региона, в Котелской зоне восточной Старой Планины и в Страндже триасовые отложения, сложенные флишем в верхнем отделе, залегают в виде покровов, переброшенных с юга через Родопский и Сербско-Македонский «массивы» [Гочев, 1979]. Они отвечают, очевидно, уже зоне континентального склона Европейского материка, обращенного к Вардарскому палеоокеану (см. ниже).

Таким образом, определение триасового периода развития Карпато-Балканской системы как квазиплатформенного может относиться лишь к ее северной и восточной периферии, а в более внутренних зонах уже со среднего триаса начинают проявляться процессы утонения континентальной коры, погружения и вулканизма, отвечающие началу рифтообразования. Развитие этих процессов возобновилось с новой силой в начале юры, в раннекиммерийскую эпоху тектогенеза и привело к образованию глубоководного бассейна с океанской корой в Трансильвании, в Мурешской зоне и на ее юго-западном, смыкавшемся с аналогичной Вардарской зоной, и северо-восточном продолжении. М. Сандулеску усматривает дальнейшее западное продолжение этой офиолитовой зоны по соседству с Пьенинской (Клипповой) зоной Западных Карпат, в отложениях верхов нижнего мела (ургонские известняки, конгломераты альб-сеномана) которой обнаружены офиолитовый детрит и обломки глаукофановых сланцев [Misik, 1979]. Не исключено,

[1] Описание дано в значительной части по работе М. А. Беэра.

однако, что в действительности это продолжение следует усматривать южнее, на юге Гемерид, в зоне распространения серии Мелиата в Словакии и (или) в зоне Дарно в северной Венгрии [Horvath, Vörös, 1980].

За пределами зоны рифтообразования и спрединга раннекиммерийские движения выразились блоковыми подвижками, особенно отчетливо проявленными на юге Мизийской плиты, и привели к накоплению в грабеновых депрессиях обломочных отложений, отвечающих грестенской фации альпийской юры. В Котелской зоне и Страндже триасовый флиш сменяется глинисто-сланцевой с сидеритами глубоководной формацией ранней — средней юры.

Новая зона рифтинга и спрединга возникла к северо-востоку и востоку от Трансильванской в поздней юре. Соответствующие ей офиолиты наиболее полно сохранились в подошве Северинского покрова на левобережье Дуная в Румынии и в районе Дели-Йован на продолжении того же покрова в Восточной Сербии. К северу эта зона прослеживается после перерыва в качестве офиолитового шва между Мармарошским массивом и Внешними флишевыми покровами. Офиолиты здесь присутствуют в виде обломков в олистостромах или меланже, что приводит к противоречивым заключениям о природе данной зоны. Присутствие в соседстве с офиолитами диабазов говорит о том, что это зона или полного раздвига континентальной коры или ее существенного утонения и переработки. Вполне возможно, что масштабы раздвига возрастали к югу и уменьшались к северо-западу. Неясным остается и вопрос о продолжении данной зоны в Западные Карпаты; либо этим продолжением является Пьенинская зона, либо Северинский трог замыкался, не продолжаясь в Западные Карпаты. Возможен и вариант, при котором в Пьенинской зоне[1] происходило соединение Трансильванского и Северинского миниокеанских бассейнов, но вероятнее, на мой взгляд, что на всем протяжении Карпат, как и Альп существовало два глубоководных трога, соответствовавших Пеннинскому и Валисскому, но не обязательно продолжавших их. Эти троги разделялись узким континентальным блоком Сербско-Македонского массива, Гетикума-Супрагетикума, Мармароша — гомологом Бриансонской «платформы» Альп.

По предположению З. Балла [Balla, 1982], Мечек-Дебреценский флишевый трог центральной части Паннонской впадины также возник в конце юры. Поскольку типичные офиолиты здесь (пока?) не известны (указываются раннемеловые диабазы), нельзя утверждать, что он обладал корой океанского типа, но континентальная кора здесь, несомненно, подверглась растяжению и переработке. Мечек-Дебреценский трог отделял Бихорский микроконтинент от Татранского, сочленяясь на северо-востоке с восточным окончанием Пьенинского бассейна, а на юго-западе через широтный трансформный разлом — с Пеннинской зоной Альп и с северо-западной ветвью Вардарского бассейна. Северо-восточная ветвь того же бассейна должна была соединяться с Мурешским (Трансильванским) глубоководным бассейном, а вот вопрос о юго-восточном продолжении Северинского бассейна не вполне ясен — скорее всего, он выклинивался на территории Болгарии, если только не оказался перекрыт здесь надвигами.

Таким образом, в течение юры на площади Карпато-Балканского региона произошла значительная деструкция регенерированной герцинским тектогенезом континентальной коры. Между отдельными ее фрагментами пролегли глубоководные бассейны с океанской или квазиокеанской корой. Главный из них — Вардарский, отвечавший осевой зоне

---

[1] Точнее, речь должна идти о бассейне с океанской корой, расположенном первоначально к югу от Пьенинской клипповой зоны. Кора этого бассейна должна была подвергнуться субдукции (тоже к югу?) еще перед барремом, так как ее обломки появляются уже в породах баррема — апта, и составила фундамент вулканической дуги, поскольку эти обломки встречаются в альб-сеноманских конгломератах Пьенинской зоны вместе с обильными обломками известково-щелочных кислых вулканитов (М. Мишик).

Тетиса, лежал уже в пределах будущих Динарид, а остальные представляли собой впадины окраинных морей. Они заполнялись поверх офиолитов глубоководными карбонатно-кремнисто-глинистыми осадками, в то время как по северной периферии геосинклинали и на микроконтинентах шло накопление мелководных, в значительной степени рифогенных карбонатов.

Уже в конце юры — начале мела (позднекиммерийская зона тектогенеза) эта обстановка господства растяжений в связи с раскрытием Северной Атлантики существенно изменилась — началась субдукция океанской и квазиокеанской коры и сближение микроконтинентов путем крупных горизонтальных перемещений по сдвигам и надвигам. Началось образование шарьяжей (в Вардарской зоне Динарид), а оживление рельефа привело к широкому распространению флиша. В барреме — апте — раннем альбе последовательно образуются главные покровы Внутренних Карпат и Балканид с участием метаморфического основания и офиолитов. Они приводят к закрытию пространства с океанской корой и к субдукции (поддвигу) или обдукции (выжиманию) офиолитов на сиалические блоки. В Мурешской зоне эти движения были направлены центробежно в сторону Апусенид и Гетской зоны, на остальном пространстве — в сторону европейского форланда. Здесь перед фронтом шарьяжей возник широкий и глубокий флишевый прогиб, с титона до олигоцена заполнявшийся мощной толщей осадков за счет размыва как внутренних зон орогена, так и форланда, а начиная с середины мела и внутренних поднятий — кордильер. Новые движения покровов, в частности Северинского, приходятся на начало сенона. Послепокровные отложения верхнего мела (начиная местами с верхнего альба) представлены грубообломочными (премоласса Л. Контеску) образованиями (их сенонская часть соответствует слоям Гозау Альп), которые выше по разрезу сменяются пелагическими мергелями.

Наиболее внутренние зоны Карпато-Балканского орогена в позднем мелу и отчасти палеоцене становятся ареной интенсивного магматизма. Основная зона распространения магматитов начинается на севере в горах Апусени, простираясь отсюда в Восточную Сербию и Болгарское Среднегорье. Далее этот вулкано-плутонический пояс пересекает, очевидно, юго-западный угол Черного моря и прослеживается вдоль Черноморского побережья Турции в Понтидах, уходя затем на Малый Кавказ. На крайнем северо-западе орогена к этому поясу тяготеют позднемеловые гранитоиды Гемерид Словакии.

В северной части пояса магматиты имеют отчетливо выраженный известково-щелочной характер: вулканиты варьируют от андезитов через дациты до риолитов, плутониты — от кварцевых диоритов до гранитов. В юго-восточном направлении, вдоль болгарского Среднегорья состав вулканитов изменяется в сторону появления более основных и более щелочных разностей, вплоть до калиевых щелочных базальтов в Бургасском прогибе, а среди интрузивных пород преобладание получают монцониты. Большинство современных исследователей пояса связывают его образование с субдукцией (или континентальной коллизией), но ее направление является спорным. На севере равно допустимы два варианта: с востока, со стороны Раховско-Северинского (Сиретского) миниокеана, или с запада, со стороны Вардарского океана (собственно Тетиса). На юге, в связи с вероятным выклиниванием Раховско-Северинского миниокеана на территории Болгарии, второй вариант становится единственно возможным. Изменяется и тектоническое положение вулкано-плутонического пояса: на севере он находился между двумя бассейнами с океанской корой и, следовательно, может рассматриваться как вулканическая дуга, на юге его можно считать краевым поясом андского типа, но преобладание основных и щелочных вулканитов указывает на рифтогенный характер. Очевидно, что и по простиранию, и во времени характер пояса менялся; это можно видеть и на примере классического Андского пояса. В Среднегорье и восточной части Старой

Планины (Лудокамчийский прогиб) с затуханием вулканизма началось накопление флиша.

В конце мела в ларамийскую эпоху деформации сжатия распространились на Пьенинскую (клипповую) и Раховско-Северинскую зоны; они завершили формирование более внутренних покровов Карпат; в пределах Балкан движения по надвигам продолжались и позднее, достигнув своей кульминации в конце среднего эоцена. Практически все фазы покровообразования в Карпато-Балканской системе сопровождались формированием мощных олистостромов.

Во Внешнекарпатском флишевом бассейне на границе эоцена и олигоцена происходит заметное изменение характера седиментации — типичный флиш сменяется битуминозно-глинистой толщей менилитовой серии или переходной от флиша к молассе кросненской серией и тоже появляются мощные олистостромы. Это предваряет вовлечение Внешних Карпат в покровно-складчатые деформации и горообразование в начале миоцена. На Балканах смена флиша молассой произошла уже в позднем эоцене, и только в Нижнекамчийском передовом прогибе накапливалась сходная с менилитовой майкопская формация.

Альпийский этап, орогенный период (олигоцен — квартер). Современное покровно-складчатое сооружение Карпат сформировано в основном в раннем — среднем миоцене и вслед за окончанием деформаций втягивалось в горообразование. Параллельно шло погружение Предкарпатского прогиба, наложенного на край Евразиатской плиты. Это погружение прекратилось к позднему миоцену в северной части прогиба и продолжалось в плиоцене на юге, в Румынии. В среднем миоцене на северо-западе (ЧССР, ПНР) и середине сармата на востоке и юге внутренняя зона прогиба была вовлечена в интенсивные деформации и надвинута на внешнюю. Верхняя моласса (N —N_2) на юге затем испытала более слабые деформации в конце плиоцена.

На стыке Альп с Карпатами, между ними и Динаридами и в тылу Карпатской дуги после завершения главных деформаций в конце раннего—начале среднего миоцена были образованы Венская, Паннонская (состоящая из Малой и Большой Венгерских) и Трансильванская впадины. На севере к Большой Венгерской впадине примыкает, отделяясь разломом и молодой вулканической грядой, Закарпатский тыльный прогиб, наложенный на внутренние зоны Карпат. С образованием этого прогиба и смежной части Паннонской впадины связаны явления ретрошарьяжа в южном крыле Карпатского сооружения, а присутствие соли в среднем миоцене привело к проявлению диапиризма в Предкарпатском и Закарпатском прогибах и в Трансильванской впадине. Мощность моласс достигла 8—10 км на юге Предкарпатского прогиба, 5—6 км в Венской, Паннонской и Трансильванской впадинах. Значительная северная часть Мизийской плиты также испытала погружения в неогене — квартере, образовавшие Валахскую впадину.

Помимо горных сооружений и молассовых прогибов и впадин третьим важнейшим элементом орогенного развития региона являлся мощно проявленный орогенный вулканизм, как в непосредственном тылу Карпатской дуги от Словакии до Румынии, так и на севере Паннонской впадины и в Банате. Геодинамическая природа этого вулканизма вызывает противоречивые суждения. Наиболее удачно она интерпретирована З. Балла, различающим Восточно-Карпатский вулканический пояс в основном плиоценово-плейстоценовый и Внутрикарпатский вулканический ареал миоценового возраста. З. Балла поддерживает представление об аналогии пояса и современных островных дуг, считая, что известково-щелочной вулканизм пояса связан с субдукцией океанской или субокеанской коры флишевого бассейна, которая продолжается на юге (в зоне Вранча) до наших дней. Действительно, Флишевая зона Карпат представляет типичную аккреционную призму, флишевый бассейн обладал значительной глубиной (ниже уровня компенсации карбонатонакопления) и, следовательно, маломощной корой, а общая ситуация напомина-

ет район Тимора, где невулканическая дуга через глубоководный желоб надвигается на край Австралийской континентальной плиты, а в ее тылу располагается вулканическая дуга. Сложнее обстоит с вопросом о Внутрикарпатском ареале миоценового вулканизма, вытянутом в восток-северо-восточном направлении, почти перпендикулярно Восточно-Карпатскому поясу. З. Балла склонен также считать его субдукционным, но связывает с субдукцией вдоль Средневенгерской (Мечек-Дебреценской) флишево-офиолитовой зоны. Это объяснение не охватывает сходный вулканизм Апусенид, который с данной точки зрения должен связываться с другой зоной субдукции, очевидно Мурешской. Остается еще вопрос о щелочных базальтах, распространенных в Внутрикарпатской области и в общем более молодых по сравнению с известково-щелочными вулканитами. Данный вопрос З. Балла оставляет открытым; думается, впрочем, что эти магмопроявления логичнее всего связывать с тыльно-дуговым мантийным диапиризмом Паннонской впадины.

Отсутствие полной ясности в вопросах о числе и размерах «зияний» с корой океанского или субокеанского типа в Карпатах, о числе и наклоне зон Беньофа, о времени их активного существования, естественно, объясняется неполнотой наших знаний, и не должно служить основанием для того, чтобы априори отвергать плитно-тектонический подход к интерпретации эволюции Карпат, как это делают, например, В. В. Глушко и С. С. Круглов. В пользу именно такого, а не фиксистского подхода говорят следующие данные.

1. Явная вторичность крутых изгибов Карпатской дуги, подтверждаемая палеомагнитными исследованиями, а также полной аллохтонностью залегания флишевых толщ Внешних Карпат. Это обстоятельство снимает одно из возражений В. В. Глушко и С. С. Круглова против плитно-тектонической модели: невозможность одновременного поддвига платформенного форланда с разных сторон под Карпатскую дугу. Платформа, вернее Евразиатская плита могла двигаться как монолит в одном единственном, очевидно субмеридиональном, направлении, но вытесняемые ею осадочные толщи должны были приспосабливаться к очертаниям Богемской и Вислянской древних глыб и Украинского щита и наиболее далеко продвинулись к северу именно в промежутке между обеими глыбами и щитом.

2. Глубоководность мел-палеогеновых флишевых толщ Внешних Карпат и части карбонатных серий Пьенинской зоны, развитие базальтоидов близкого к океанскому типа, их ассоциация с ультрабазитами дают достаточные основания полагать, что регенерация геосинклинального режима на площади современных Карпат в середине мезозоя сопровождалась значительной деструкцией континентальной коры, весьма вероятно вплоть до образования двух зон с корой океанского или субокеанского типа, разделенных Татранско-Мармарошским микроконтинентом. Исчезновение этих зон, представленных в современной структуре лишь тектоническими отторженцами, как и исчезновение кордильер внутри флишевого бассейна, несомненно было связано с интенсивным тангенциальным сжатием, что подтверждается и проявлениями метаморфизма высоких давлений и низких температур.

3. Формирование сложной покровной структуры Карпат сопровождалось весьма значительным, не менее чем трехкратным сокращением горизонтального поперечника геосинклинальной системы и никак не может быть объяснено ни гравитационным механизмом, ни какой-либо формой мантийного или внутрикорового диапиризма. Гравитационной трактовке противоречит, во-первых, отсутствие области тектонической денудации для флишевых толщ — в Мармарошском массиве одновозрастные отложения развиты и имеют иной фациальный характер, да и ширина несоизмерима с первоначальной шириной флишевого бассейна и, во-вторых, тот факт, что образование складок и покровов предшествовало образованию Карпатского сводового поднятия. Масштабы сокращения размеров флишевого бассейна делают невозможным и объясне-

ние образования сложной структуры Карпат оттесняющим действием Паннонского мантийного диапира (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов и др.), тем более что диапир этот мог образоваться не ранее миоцена, а покровы Внутренних Карпат формировались уже в течение мела и начала палеогена. Само образование Паннонского мантийного диапира, случайное с позиций украинских геофизиков, вполне естественно вписывается в плитно-тектоническую модель — он представляет полный, хотя и не развившийся до конца аналог тыльнодуговых диапиров окраинных морей.

Не «проходит» для Карпат и разработанная В. В. Белоусовым и его сотрудниками на примере Большого Кавказа модель метаморфического диапира. Таковым мог быть в данном случае лишь Мармарошский массив, но процессы регионального метаморфизма здесь закончились еще в конце мела — начале палеогена (по радиометрическим данным), т. е. задолго до начала становления складчато-покровной структуры флишевых Карпат.

4. Позднегеосинклинальный (мел — палеоген) и орогенный (миоцен) магматизм Карпат обнаруживает полное сходство с современным островодужным и окраинноконтинентальным магматизмом и, подобно последнему, может быть наиболее логично объяснен связью с процессом субдукции. Это, кстати, делает маловероятной еще одну возможную модель эволюции Карпатской геосинклинали — модель чередования эпох глобального растяжения и сжатия, выдвинутую В. В. Глушко и С. С. Кругловым на основе идей Е. Е. Милановского, ибо простое сжатие, без субдукции, не может объяснить ни магматизма, ни метаморфизма Карпат. Кроме того, и это важнее, эпоха рифтогенного заложения альпийской Карпатской геосинклинали (конец юры — начало мела) совпала с эпохой сжатия, вплоть до образования шарьяжей в южной части Карпато-Балканской области, в частности в зоне Вардара, что уже отмечалось [Хаин и др., 1977].

Итак, приходится констатировать, что плитно-тектонические модели пока обеспечивают наиболее полное и правдоподобное объяснение развития альпийской Карпатской геосинклинали. Что же касается неоднозначности этих моделей, то дальнейшее целеустремленное накопление фактов должно позволить ее преодолеть.

5. Динариды

Собственно Динариды простираются от широтной границы с Южными Альпами на севере, в Словении, выраженный надвигом Альп на Внешние Динариды, до поперечного разлома-сдвига Шкодер-Печ в пограничном между Югославией и Албанией районе на юге. Тектоническая зональность, разработанная для Динарид югославскими и французскими геологами [Тектоника Европы..., 1978; Grubić, 1980; Aubouin, 1973; Aubouin et al., 1970; Geologie des chaînes alpines..., 1980] частично совпадает или расходится (рис. 30). Довольно традиционным является разделение Динарид на миогеосинклинальные Внешние и эвгеосинклинальные Внутренние; последние отличаются присутствием офиолитов и проявлением мезозойских фаз деформаций.

Внешние Динариды. Адриатический форланд представлен в Югославии на п-ове Истрия с его однообразными неритически-карбонатными фациями мезозоя и палеогена. Наиболее внешняя, паравтохтонная зона Динарид выделяется в настоящее время югославами [Grubić, 1980] под названием Южно-Адриатической; во французских схемах она называется Далматской. Эта зона охватывает адриатический шельф, узкую полосу побережья южной Далмации, к югу от устья Неретвы, и Черногории, и острова к западу от этой части побережья. Разрез зоны включает верхнеюрские доломиты, эвапориты и основные вулканиты, меловые доломиты, эвапориты (в средней части) и известняки, среднеэоценовые известняки, подстилаемые бокситами, и, наконец, верх-

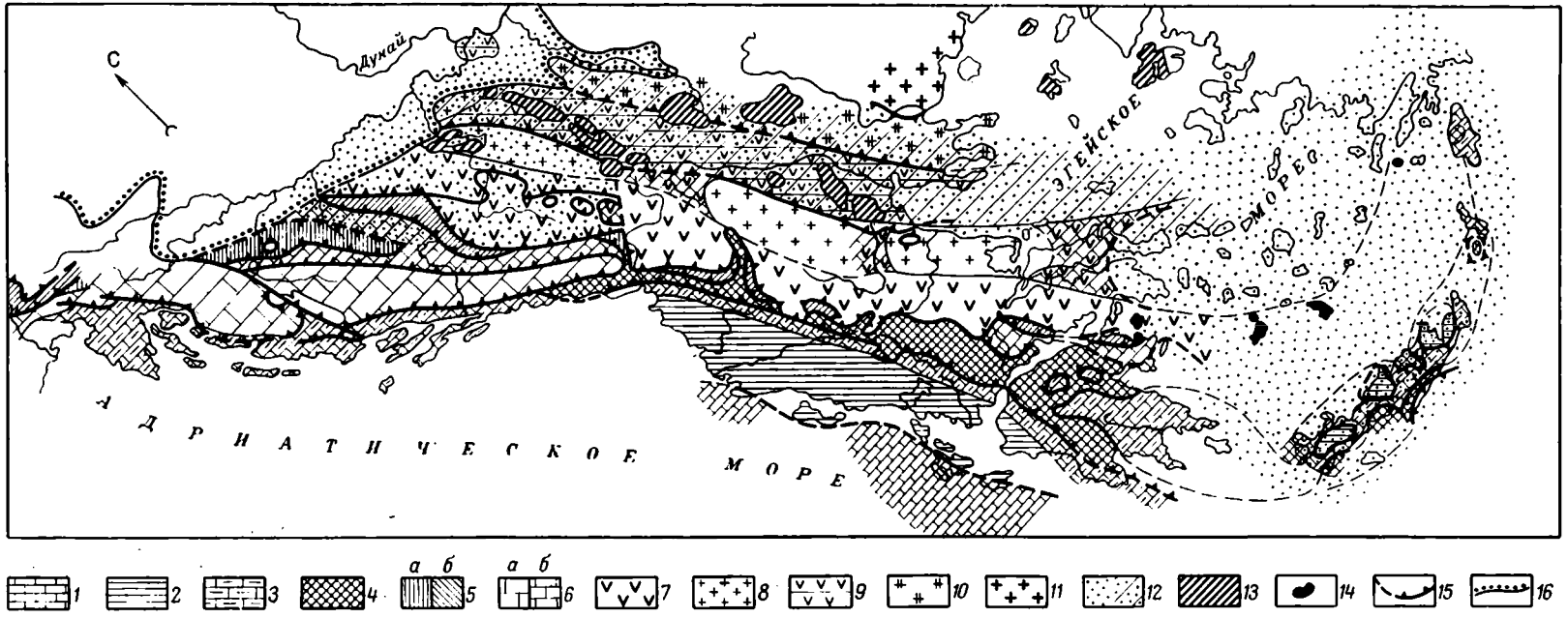


Рис. 30. Тектоническая схема Динарид и Эллинид (по Ж. Обуэну, несколько упрощено).

Зоны (буквы в скобках) Ю — Югославия, А — Албания, Г — Греция, *1* — Предапулийская (А. Сазана), *2* — Ионическая (А, Г), *3* — Далматская (Ю) — Гаврово (Г) (А. Круя), *4* — зона Будва (Ю) — Пинда (Г) (А. Цукали-Краста), *5* — *а* — Карста, *б* — Парнаса (Г), *в* — Предкарстовая (Ю), *6* — Боснийская (Ю) Беотийская (Г) (*а* — флиш, *б* — подошва флиша), *7* — Сербская (Ю) — Мирдита (А) — Субпелагонийская (Г), *8* — Голия (Ю) — Кораб (А) — Пелагонийская (Г), *9* — Вардара; *10* — Сербско-Македонский массив; *11* — Родопский массив; *12* — альпийский метаморфизм; *13* — позднетектонические трахиандезиты и гранодиориты; *14* — послетектонические андезиты и базальты; *15* — фронты шарьяжей; *16* — контур неогеновой Паннонской впадины

неэоценовый флиш. Местами присутствует трансгрессивный средний миоцен. Зона в целом надвинута на чехол Адриатического массива; надвиг имеет плиоценовый возраст. Внутренняя структура зоны также местами характеризуется надвигами.

На юге, в Черногории, на Южно-Адриатическую (Далматскую) французских авторов зону надвинута зона Будвы (Цукали в Албании). В северо-западном направлении зона Будвы скрывается под надвигом следующей к северо-востоку зоны. Нормальный разрез зоны Будва начинается верфенскими слоями и продолжается анизийским флишем, ладинскими порфиритами и силицитами, меломощными верхнетриасовыми, юрскими и меловыми пелагическими известняками с кремнями, верхнесенонскими карбонатными турбидитами и заканчивается палеоцен-нижнеэоценовым флишем. Кроме того, известны чешуи верхнего карбона и перми. Структура зоны чешуйчато-надвиговая с юго-западной вергентностью.

Следующая зона Внешних Динарид именуется Далматской в схеме А. Грубича, в то время как французские авторы относят соответствующую полосу на юге Динарид, надвинутую на зону Будва, уже к зоне Высокого Карста (см. ниже). Далее к северо-западу южная часть Далматской зоны Грубича под тем же названием выделяется и французскими авторами, которые, однако, включают в нее Истрию. В югославской схеме на Истрийский участок адриатического форланда надвинута Далматская зона, во французской — зона Высокого Карста. Вероятно, причиной разногласий является отмечаемое А. Грубичем отсутствие четкой границы между этими двумя зонами. Далматская зона сложена неритической карбонатной, известняково-доломитовой серией от верхнего триаса до эоцена включительно, подстилаемой мощными эвапоритами и перекрываемой эоценовой же грубой молассой. Эти отложения образуют линейные, скошенные к юго-западу складки, в глубине (по данным бурения) осложненные надвигами.

Надвинутая на Далматскую зону зона Высокого Карста (Албанских Альп) в узком понимании [Grubić, 1980] заключает в обнаженном разрезе верхнепалеозойские глинистые сланцы, песчаники и известняки, без видимого несогласия перекрываемые обломочным верфеном, за которым следует толща неритических карбонатов от среднего триаса до верхнего мела с кератофирами в ладине и обилием рудистов в барреме — апте (ургонская фация) и верхнем меле. В северо-восточной части зоны трансгрессивно на этой карбонатной серии залегает «дурмиторский флиш» верхов мела и палеоцена. Структура данной зоны в общем такого же типа, как и предыдущей.

Наиболее северо-восточное положение в системе Внешних Динарид занимает Боснийская зона, в которой пелагические известняки триаса сменяются нижне- и среднемеловым терригенным флишем, заключающим уже обломки офиолитов и служащим отражением киммерийских деформаций во Внутренних Динаридах. Этот боснийский флиш тектонически перекрывает дурмиторский флиш предыдущей зоны и, в свою очередь, перекрыт, местами полностью, образованиями следующей к северо-востоку зоны, относящейся уже к Внутренним Динаридам (рис. 31).

Внутренние Динариды. А. Грубич выделяет внешнюю зону Внутренних Динарид в качестве зоны Дурмитора; французские исследователи рассматривают ее лишь как подзону Сербской зоны, в которую они включают под названием Лимской подзоны и следующую к северо-востоку зону Златарскую. Юго-западный край зоны Дурмитора представляет фронт крупного одноименного шарьяжа с перемещением на многие десятки километров; наблюдаются многочисленные «полуокна» и клиппы. Разрез зоны начинается с верхнего рифея — нижнего кембрия и включает практически весь палеозой в терригенных фациях с пачками известняков с неритической фауной. Выше с некоторым перерывом залегают обломочный, как всегда, верфен, известняковый анизий,

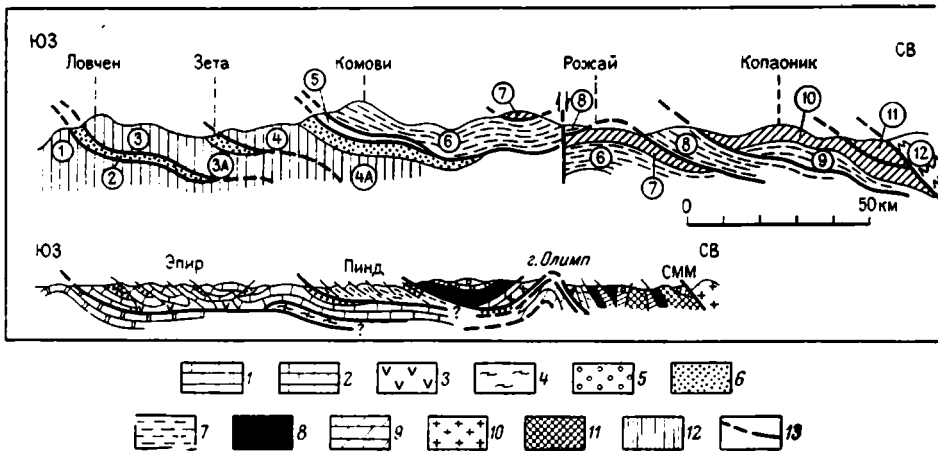


Рис. 31. Геологические профили Динарид по линии Котор — Александровац, по А. Грубичу (верхний) и Эллинид через северную континентальную Грецию, по Ф. Якобсхагену и др. — интерпретация профиля Ж. Обуэна (нижний).

Динариды (цифры в кружках): *1* — Южно-Адриатическая зона, *2* — покров Будва—Цукали, *3* — Далматский покров, *3А* — флишевая зона Зета, *4* — надвиг Кучи, *4А* — флишевая зона Дурмитора, *5* — покров Колашин, *6* — покров Дурмитор, *7* — Златарский покров, *8* — покров Пештер и зона Голия, *9* — покров Студеница — «блестящие сланцы», *10* — покров Копаоник, *11* — надвиги Восточного Копаоника, *12* — Сербско-Македонский массив.

Эллиниды: *1* — форланд, *2* — Западно-Эллинский покров, *3* — эвапориты, *4* — филлитовые серии, *5* — молассы, *6* — флиш, *7* — породы Пинда, *8* — офиолиты, *9* — мраморы, *10* — доальпийские кристаллические породы, *11* — пермско-юрские осадочные отложения Вардарской зоны, *12* — верхнемеловые известняки, *13* — надвиги; СММ — Сербско-Македонский массив

кремнисто-порфиритовый и известняковый ладин, карбонатный верхний триас и такая же юра. Палеозой, согласно А. Грубичу, дислоцирован более сложно и в ином (субмеридиональном) плане, чем мезозой, что свидетельствует о проявлении герцинского диастрофизма.

Златарская зона (Мирдита в Албании), в свою очередь, шарьирована на Дурмиторскую с крупными клиппами перед главным фронтом. Ее главной особенностью является широкое развитие офиолитов — «диабаз-радиоляритовой» серии самых верхов юры и тектонически перекрывающих ее многочисленных массивов перидотитов с амфиболитами в подошве; одним из наиболее крупных и известных является Златиборский массив. Эти массивы, несомненно, представляют останцы перидотитового покрова, а диабаз-радиоляритовая серия может являться либо самостоятельным покровом, возможно в виде меланжа, либо олистостромовой толщей. Ее подстилает пелагическая карбонатная формация триаса — юры. Несогласно на офиолитовом покрове (покровах?) залегают обломочные образования, известняки и флиш мелового возраста.

Далее к северо-востоку следует зона Голия, так же как две предыдущие представляющая крупный тектонический покров, подобно Дурмиторской зоне, сложенный в значительной степени палеозоем — зелеными сланцами кембро-ордовика, глинистыми сланцами и песчаниками девона — карбона, на которых несогласно залегают грубообломочные образования перми—верфена. Таким образом, герцинское несогласие здесь выражено еще более резко, чем в Дурмиторской зоне. Разрез зоны завершается неритическими известняками нижнего — среднего триаса. В Восточной Сербии, где простирание внутренних зон приближается к долготному, зона Голия граничит на востоке непосредственно с Вардарской зоной (см. ниже), в Западной же Сербии и Боснии, где это простирание становится северо-западным, между ними вклиниваются еще две зоны, далее погружающиеся под молассы Паннонской впадины: Зворник и Подринье [Grubić, 1980]. Первая из них очень напоминает Златарскую: на пелагической карбонатной серии ладина — оксфорда залегают диабаз-кремнистая формация и ультрабазиты. Вторая сходна с зоной Голия; она сложена палеозоем и триасом — терригенно-карбонатным девоном — карбоном, среднепермскими кластоли-

тами, верхнепермскими обломочными известняками, верфеном, триасовыми известняками, а также трансгрессивным верхним мелом. Зона Зворника надвинута на зону Голия, зона Подринья — на зону Зворника, но ее соотношения с протягивающейся восточнее Вардарской зоной не вполне ясны. На северо-западе, в северной Боснии и смежной Хорватии на образования зоны Подринья резко несогласно ложится эоценовая моласса, морская и паралическая.

Вардарская зона — наиболее восточная и выдержанная в системе Динарид; она простирается в юг-юго-восточном направлении от окрестностей Белграда, граничит на востоке с надвинутым на нее Сербско-Македонским массивом и является общей для Динарид и Эллинид. На западе Вардарская зона полого надвинута на зону Голия (Копаоникский надвиг), а севернее отделена разрывами от зоны Зворника и, видимо, зоны Подринья. Вардарская зона отличается очень сложным гетерогенным и еще не до конца расшифрованным строением. В ней выделяются отдельные подзоны, обычно три [Тектоника Европы..., 1978]. Однако западная зона, выделенная в этой схеме, включает зоны Зворника и Подринье более поздней схемы А. Грубича (1980 г.) Она сложена средним и верхним палеозоем, триасом с ладинскими порфиритами и кератофирами, известняками лейаса, диабазово-кремнистой формацией, ультрамафитами, карбонатными породами мела, маастрихтским флишем. Наиболее примечательный элемент разреза центральной подзоны Вардарской зоны — толща филлитов и известняков, а также основных магматитов, испытавших региональный метаморфизм от амфиболитовой фации в низах разреза до зеленосланцевой в верхах. В этой серии Велес найдены органические остатки карбона и в верхних известняках — триаса. Помимо серии Велес, в этой подзоне развиты диабазово-кремнистая формация, ультрамафиты, верхнеюрские граниты, титонско-берриасовый и верхнесенонский флиш. Восточная подзона Вардарской зоны является переходной к Сербско-Македонскому массиву, в ней выступают тектонические клинья докембрийских кристаллических сланцев. Наиболее молодыми образованиями, затронутыми деформациями, является в обеих последних подзонах эоценовый флиш. Общая структура зона Вардара изоклинально-чешуйчатая, с западной вергентностью. Последеформационными являются эффузии андезитов и интрузии гранитоидов, известные и в более западных зонах Внутренних Динарид (андезиты — до Златарской зоны, граниты — до зоны Голия).

В пределах Динарид в целом известен также ряд впадин, бассейны Промина, Сараево, Метохия и др., заполненных неогеновой континентальной (озерной) угленосной молассой с участием вулканитов. Эти отложения затронуты блоковой тектоникой и лишь изредка складчатостью. Формированию впадин предшествовали движения по сдвигам, частично косо-поперечным по отношению к общему простиранию системы (сдвиг Сплит — Карловац, сдвиг, проходящий через район Сараево, сдвиг Шкодер — Печ, отделяющий Динариды от Эллинид), а частично продольным. Последние отмечаются в особенности в Вардарской зоне; они подразделяют ее на полосы, сдвинутые одна по отношению к другой.

Сочленение Динарид с Альпами. На севере Динариды приходят в Словении в торцевое сочленение с Южными Альпами, структурные зоны которых простираются в широтном направлении и полого надвинуты с севера на зоны Внешних Динарид: Далматскую, Высокого Карста и Боснийскую, а также Златарскую офиолитовую зону Внутренних Динарид, выступающую в тектоническом окне. Восточнее зона сочленения Динарид с Альпами, как и граница Южных Альп с Восточными (Периадриатический линеамент), скрываются под неогеновой молассой Паннонского бассейна; то же происходит и с зонами Внутренних Динарид.

6. Эллиниды и Эгейская дуга

Эллиниды составляют южное продолжение Динарид, расположенное по другую сторону линеамента Шкодер — Печ, пересека-

ющего Албанию и Югославию. На юго-востоке они продолжаются в Эгейскую дугу (Миноиды), отделяясь от последней менее ясно выраженным линеаментом Китира. Эгейская дуга простирается до анатолийского побережья, где подставляется Тавридами.

Подобно Динаридам, Эллиниды могут быть подразделены на Внешние и Внутренние, однако это деление здесь оказывается слишком схематичным, и в новейшей схеме [Jacobshagen et al., 1978] предлагается трехчленная, а не двухчленная группировка зон.

Форланд. Наиболее западное положение занимает Предапулийская зона (иначе Паксос в Греции и Сазан в Албании), обнаженная на п-ове Карабурун в Албании и на Ионических о-вах (Корфу, Кефалония) в Греции и сложенная неритической карбонатной толщей триаса — миоцена, перекрытой терригенными осадками миоцена — плиоцена, весьма слабо деформированной и в общем образующей крупное и пологое антиклинальное поднятие. Эта зона, несомненно, автохтонна и первоначально принадлежала Адриатическому выступу Африканской платформы, но в современной структуре отделена от Апулии молассовым прогибом, простирающимся через Отрантский пролив, а севернее в Албании наложенным и на Предапулийскую и частично на более западную Ионическую зону. Прогиб, известный здесь как Периадриатический, развивался со среднего миоцена; молосса этого прогиба смята в асимметричные, скошенные к западу и осложненные сбросами (взбросами) конседиментационные складки, испытавшие более интенсивные деформации уже в четвертичное время.

Внешние Эллиниды. Переходное положение между Предапулийской и Ионической зонами, по мнению немецких исследователей, занимает зона развития «серии» Талеа Ори, известной на юге Пелопоннеса и на Крите. «Серия» эта состоит из неритических карбонатов перми и низов мезозоя, пелагических карбонатов юры — эоцена и маломощного олигоценового флиша. Тектонически выше залегает филлитовый покров, также обнаженный лишь на Пелопоннесе и Крите; он сложен, помимо филлитов, пачками карбонатных пород, обычно неритовых, кварцитов, конгломератов, эвапоритов, основных и средних вулканитов. Местами найдены ископаемые верхнепалеозойского и триасового возраста. Покров частично затронут послетриасовым метаморфизмом высокого давления — низкой температуры. Его палеотектоническое значение не вполне ясно и допускает две трактовки: это могут быть либо образования самостоятельного глубоководного трога, либо базальные доверхнетриасовые отложения Ионической зоны и смежной с востока зоны Гаврово — Триполица, впоследствии тектонически от них отделенные.

Ионическая зона, надвинутая на Предапулийскую, характеризовалась неритовым карбонатным осадконакоплением с позднего триаса до лейаса, которому предшествовало отложение эвапоритов. В конце лейаса зона испытала опускание и до среднего эоцена включительно была областью накопления пелагических осадков, также в основном карбонатных, а начиная с сенона — брекчиевых. В позднем эоцене здесь появляется флиш, накапливающийся вплоть до раннего миоцена. В начале среднего миоцена зону охватывают тангенциальные деформации, обусловившие срыв ее с фундамента по эвапоритам, смятие в крупные складки, осложненные надвигами и общее перемещение к западу в виде покрова, перекрывшего Предапулийскую и смежные зоны с амплитудой до 150 км, судя по тектоническому окну на Пелопоннесе [Jacobshagen et al., 1978].

Зона Гаврово (Эпир) — Триполица (Пелопоннес — Крит), известная также как зона Круя в Албании, тесно связана с Ионической зоной, но, в отличие от последней, сохраняла относительно приподнятое положение с рифообразованием вплоть до среднего эоцена. Далее, как и в Ионической зоне, последовало накопление верхнеэоценового — нижнемиоценового флиша и участие в общих с этой зоной деформациях, имевших в связи с преобладанием массивных карбонатов

блоковый характер. Предапулийская и Ионическая зоны на севере, в Албании уходят в Адриатическое море, а зона Гаврово — Круя имеет своим продолжением Далматскую зону Динарид. Таким образом, профиль Эллинид полнее профиля Динарид.

Центральные Эллиниды. С востока на зону Гаврово — Триполицы надвинут покров Пинда с амплитудой более 100 км (см. рис. 31, нижний). Породы покрова выполняли глубоководный прогиб, по мнению некоторых исследователей с корой океанского типа; по мнению других, это был еще склон Африканского континента. Отложения зоны Пинда представлены кремнистыми известняками и радиоляритами триаса — мела, включающими пачку баррем-туронского флиша («первый» флиш Пинда) и перекрывающимися собственно пиндским флишем маастрихт-эоценового возраста. Образование Пиндского покрова произошло в позднеэоценовую фазу деформаций. Пиндская зона прослеживается на север вплоть до Черногории (здесь зона Будва, см. выше), а на юго-востоке уходит в Критскую дугу. Ее сопровождает с востока зона (покров) Парнаса, известная лишь по обе стороны Коринфского пролива; севернее и южнее она скрывается под покровами более восточных зон. Зона Парнаса отвечает поднятию с прерывистым накоплением неритовых карбонатов верхнетриасового — верхнемелового возраста; во время перерывов (граница J_2/J_3 конец юры, конец K_1) образовались горизонты бокситов большого промышленного значения. Складчатость, в соответствии с характером разреза, сундучно-коробчатая. Аналогами зоны Парнаса в Динаридах являются зона Албанских Альп и зона Карста в Югославии.

На зону Парнаса с востока надвинута Субпелагонийская зона (Мирдита в Албании), тесно связанная со следующей, Пелагонийской. Обе эти зоны вместе с зоной Парнаса возникли на герцинском гранитно-метаморфическом основании с чехлом из неритовых карбонатов верхнего триаса и юры. В конце юры Пелагонийская «платформа», в широком смысле, была перекрыта сначала карбонатными же пелагическими осадками, затем олистостромами и, наконец, офиолитовым покровом, пришедшим, очевидно, из зоны Вардара, общей для Внутренних Динарид и Эллинид[1]. После периода континентального режима офиолитовый покров и его субстрат были затоплены в позднем барреме мелким морем с отложением карбонатов, в палеогене сменившихся флишем. Этому флишу предшествовал более древний беотийский и «первый пиндский» флиш, возникший за счет размыва офиолитового покрова конца юры. В конце эоцена образования Субпелагонийской и Пелагонийской зон были разбиты на покровы скалывания и надвинуты друг на друга и на зону Парнаса. Карбонатные породы мезозоя оказались превращенными в мраморы, долго считавшиеся более древними (в югославской Македонии они частично продолжают считаться даже докембрийскими), пока в них не были обнаружены (в Греции) соответствующие окаменелости. Мезозойские мраморы местами вместе с подстилающими метаморфитами в настоящее время обнажаются в тектонических окнах в Фессалии, Аттике, Эвбее и на островах Кикладского архипелага. Особенно знаменитым стало тектоническое окно не менее знаменитой горы Олимп, впервые описанное французским геологом И. Годфрио. Мраморы, выступающие в этом окне и слагающие вершину Олимпа, считаются, однако, метаморфизованным аналогом карбонатов не Пелагонийской платформы, а более внешней зоны Гаврово — Триполицы. На эти мраморы на склонах Олимпа тектонически налегает пиндский флиш, в свою очередь перекрытый доальпийскими метаморфитами и мезозойскими мраморами уже Пелагонийской «платформы». Еще выше следует офиолитовый покров, так что здесь наблюдается «тройное окно», изогнутое в антиформу, благодаря которой оно и выражено горой Олимпа (см. рис.

[1] Ниже, при описании истории развития системы будет отмечена отличная от изложенной точка зрения некоторых французских и английских геологов на природу Субпелагонийской (Малиакской) зоны и происхождение ее офиолитов.

31, нижний). В основании офиолитового покрова как на Олимпе, так и в других местах залегает тектоническая пластина довольно разнообразных пород, затронутых глаукофановым метаморфизмом; полагают, что она происходит, как и офиолитовый покров, из внутренней зоны Вардара (см. ниже). Одним из наиболее известных останцов офиолитового покрова является массив Вуринос в северной Греции; его разрез еще в 1969 г. был сопоставлен Э. Мурсом с разрезом океанской литосферы.

Внутренние Эллиниды. Довольно широкая зона, отделяющая Пелагонийскую «платформу» от находящегося в тылу Эллинид и Динарид Сербско-Македонского массива, со времен Ф. Коссмата известна под названием зоны Вардара; она составляет непосредственное продолжение одноименной зоны Внутренних Динарид. Детальные исследования на территории Греции указали, подобно исследованиям в Югославии, на неоднородность Вардарской зоны, состоящей здесь по меньшей мере из трех подзон или, лучше, самостоятельных зон. Западная из них — зона Альмопиас обладает сходством с Пелагонийской зоной; она подстилается герцинским или более древним кристаллическим фундаментом, перекрытым метаморфизованными мезозойскими платформенными карбонатами, в которые на уровне кимериджа вклиниваются щелочные риолиты, кератофиры и спилиты. Известны аллохтонные пластины офиолитов, трансгрессивно перекрытых апт-альбскими конгломератами и орбитолиновыми известняками; выше следуют неритовые и пелагические карбонаты верхнего мела, а в позднем маастрихте появляется флиш.

Лежащая восточнее зона Пайкон представляла собой поднятие до позднего мела, когда на раннемезозойском метаморфизованном субстрате здесь начали накапливаться неритические карбонаты. По мнению Ж. Борноваса [Тектоника Европы..., 1978], между зонами Альмопиас и Пайкон проходила фудаментальная граница — граница между окраинами Африканского и Европейского континентов. Немецкие исследователи [Jacobshagen et al., 1978] намечают эту границу к востоку от зоны Пайкон; подробнее к этому вопросу мы вернемся ниже.

В простирающейся восточнее зоны Пайкон зоне Пеонас мы снова находим герцинский или догерцинский метаморфический комплекс и триасово-юрские платформенные карбонаты, а также верхнекимериджские метаморфиты. За излиянием последних в конце юры последовало образование офиолитов, вмещающих почти синхронные плутоны гранитоидов. Все эти породы, включая древнее основание, трансгрессивно перекрыты титоном (портландом), выраженным то конгломератами, то рифогенными, то нормальными неритическими карбонатами с горизонтами бокситов. Выше залегают нижнемеловой флиш и перекрывающая значительную часть зоны верхнеэоценовая моласса.

На переходе от Внутренних Эллинид (зоны Вардара s. lato) к Сербско-Македонскому массиву ныне выделяют еще Перирородопскую зону, рассматриваемую иногда как южное продолжение Шумадийской зоны Сербии и серии Велес Македонии. На юге она достигает п-ова Халкидики, но на юге южной оконечности изменяет свое простирание на восточное и северо-восточное, окаймляя во Фракии уже Родопский массив, откуда ее название. В этой зоне выступают триасовые платформенные карбонаты, перекрытые нижне- и среднеюрским флишем; здесь же известны средние и кислые магматиты, а также мафит-ультрамафитовый комплекс. Все эти породы испытали региональный метаморфизм в конце средней юры с образованием гранитных батолитов на границе с Сербско-Македонским массивом. Доальпийский фундамент, выступающий в тектонических клиньях, одновременно претерпел диафторез. Эти интенсивные проявления киммерийской тектоно-магматической активности составляют характерную особенность Перирородопской зоны. Титонские отложения зоны, представленные молассой и несогласно залегающие на средней юре, были деформированы в начале мела одновременно

с образованием покровов во Внутренних и Центральных Эллинидах. Заключительные деформации зоны относятся к позднему эоцену.

Как отмечалось, общим тылом для Динарид и Эллинид является Сербско-Македонский массив, принадлежащий уже Карпато-Балканской системе.

Эгейская область молодых опусканий. Бассейн Эгейского моря представляет одну из молодых впадин Средиземного моря, отличающуюся от других впадин, например Тирренской, тем, что она находится еще на ранней стадии развития и обладает континентальной корой, подвергшейся лишь некоторому утонению — до 18—20 км в Критском море [Makris, 1977], но не полной деструкции. Многочисленные острова Эгейского моря, в частности Киклады, а также Критская (или собственно Эгейская), замыкающая бассейн с юга, дуга являются естественными мостами, соединяющими Эллиниды континентальной Греции со структурными зонами западной Анатолии и позволяющими производить их взаимную увязку. Эта корреляция затруднена, однако, тем, что в пределах Эгейской впадины происходят существенные продольные изменения в строении гомологичных зон, вероятно, связанные с проходящим через фундамент впадины поперечным (трансформным) разломом типа разлома Шкодер — Печ, отделяющим Эллиниды от Динарид. Подобный разлом выражен в современной структуре вдоль побережья Фессалии и Эвбеи (точнее, о-ва Скирос); можно полагать, что он продолжается далее к юго-востоку в направлении пролива между о-вами Карпатос и Родос в Критской дуге. В северо-западном направлении разлом становится продольным, уходя в западную часть Вардарской зоны, где он носит характер левого сдвига.

Формирование Эгейской впадины как наложенной на складчато-покровный альпийский пояс структуры, как считают Ж. Анжелье и Ле Пишон, началось в конце среднего миоцена [Geologie des chaînes alpines..., 1980], когда в регионе в основном завершилось общее сжатие, продолжающееся с того времени лишь в Эгейской (Критской) дуге. Поэтому всю совокупность доверхнемиоценовых образований можно рассматривать в качестве фундамента Эгейской впадины.

Крайняя северо-восточная часть впадины подстилается в основном образованиями охарактеризованной выше Периродопской зоны, протягивающейся от южного окончания п-ва Халкидики в восточную Фракию, окаймляя южные погружения Сербско-Македонского и Родопского массивов. Во Фракии на Периродопскую зону наложена Нижнефракийская молассовая впадина позднеэоценового — олигоценового возраста с известково-щелочными вулканитами кислого и среднего возраста.

С юга Периродопская зона, а также зона Вардара, выходящая в море через залив Термаикос, обрезаны молодым Северо-Эгейским разломом, составляющим юго-западное продолжение Северо-Анатолийского разлома (правого сдвига), с которым он соединяется через основание п-ова Галиполи и Мраморное море. У о-ва Скиатос Северо-Эгейский разлом под прямым углом сочленяется с отмеченным выше разломом северо-западного простирания, который можно назвать Западно-Эгейским, или Трансэгейским, если считать, что он действительно протягивается через все Эгейское море. Более северная ветвь Северо-Эгейского разлома проходит касательно к п-ову Халкидики; между ней и основной ветвью в позднем миоцене возник грабен (рифт) Сарос — наиболее глубокий в северной части Эгейской впадины (современные глубины до 1575 м). В основании осадочного выполнения этого грабена залегают мессинские эвапориты, свидетельствующие о проникновении морских вод со стороны Левантинского бассейна, вероятно, вдоль Трансэгейского разлома. В обломочном плиоцене здесь чередуются морские и континентальные осадки. Еще одна, наиболее южная ветвь Северо-Анатолийского разлома, вероятно, следует через Дарданеллы и далее к о-ву Скирос.

Северо-Эгейский и Западно-Эгейский разломы со сдвиговыми вдоль них смещениями нарушили первоначальную связь между внутренними зонами Эллинид и их вероятными гомологами в северо-западной Анатолии. Продолжением Вардарской зоны в западной Анатолии издавна считается также «офиолитоносная» зона Измир — Эскишехир (или Измир-Анкара). Однако современные исследователи отмечают некоторые существенные отличия между этими зонами как в составе отложений, так и в возрасте деформаций [Jacobshagen et al., 1978]. Расположенная севернее зоны Измир — Эскишехир и к югу от Мраморного моря и Дарданелл зона Внутренних Понтид, описанная Г. Бергуньяном и К. Фуркеном [Geologie des chaînes alpines..., 1980], с домезозойским, вероятно байкальским метаморфическим основанием, подвергшимся герцинской переработке, обычно сопоставляется с Сербско-Македонским и даже Родопским массивами, но такое сопоставление неправомочно (особенно с последним), поскольку она отделяется от них Перирод опской зоной киммерийских дислокаций [Jacobshagen et al., 1978]. Не исключено, что она может представлять расширенное продолжение зоны Пайкон Внутренних Эллинид.

Более уверенно выделяются в Эгейской области гомологи Центральных и Внешних Эллинид. Образования пелагонийского типа слагают острова центральной части Эгейского моря и п-ов Карабурун Анатолии, в то время как в южной Эвбее и Аттике и архипелаге Киклад на поверхность выступают породы, залегающие тектонически ниже Пелагонийского покрова, включая метаморфический комплекс. Таким образом, здесь вырисовывается огромное тектоническое окно, которое теперь непосредственно продолжают в Мендересский массив Турции (см. ниже). Кристаллические породы этого окна, судя по фациям и возрасту их метаморфизма, находились еще в начале миоцена на глубине 20 км, но в течение среднего миоцена были пронизаны интрузиями гранитов и к позднему миоцену достигли примерно своего современного положения. Деформации верхнечетвертичных террас доказывают продолжающийся подъем архипелага.

Внешние зоны Эллинид, от Ионической до Пиндской, прослеживаются в пределы Критской дуги, выступая на Крите, Карпатосе и Родосе с некоторыми изменениями состава. Но на Крите, кроме того, известны более высокие покровы, не находящие прямых аналогов в материковой Греции (кроме офиолитового покрова?). Восточный фланг Критской дуги обнаруживает уже значительное сходство с Ликийским Тавром [Aubouin et al., 1976].

Критская дуга в настоящее время отделяется от Кикладского архипелага относительно глубоководным (до 2591 м) бассейном Критского моря. Образование этой впадины относится к концу среднего миоцена (серравалию). По ее северной периферии, в южном обрамлении Киклад на рубеже плиоцена и плейстоцена возникла Южно-Эгейская вулканическая дуга, протянувшаяся от залива Сароникос до анатолийского побережья, с извержениями известково-щелочных лав от базальтов до липаритов. К этой дуге принадлежит вулканический о. Санторин, знаменитый своим катастрофическим извержением, уничтожившим минойскую культуру, что, вероятно, и послужило основанием для мифа об Атлантиде. Вулканическую активность Южно-Эгейской дуги принято связывать с процессами субдукции вдоль зоны Беньофа, подстилающей Критскую дугу и всю южную часть Эгейского бассейна. Эта зона Беньофа выходит на поверхность к югу от Критской дуги, чуть южнее окаймляющей ее системы кулисообразно расположенных глубоководных (до 2985 м) желобов — Эллинского, Плинийского, Страбонского. Первый из этих желобов продолжается на северо-запад вдоль Пелопоннеса и Ионических о-вов.

Землетрясения, связанные с Южно-Эгейской зоной Беньофа, достигают глубины 175 км, и расположение их очагов в общем достаточно отчетливо рисует наклонную под углом около 30—35° поверхность. Вул-

канический фронт в целом параллелен сейсмическому и совпадает с глубиной залегания сейсмофокальной поверхности порядка 150 км.

Динамические параметры очагов землетрясений показывают, что напряжения сжатия ориентированы в общем с юго-запада на северо-восток. Таким образом, они перпендикулярны складчатой дуге на ее западном, ионическом фланге, направлены под углом к центральному, критскому отрезку и почти параллельны восточному флангу (Карпатос, Родос). Соответственно поддвиг на этом фланге должен сменяться сдвигом. Этот вывод нашел подтверждение при проведенных в последние годы французскими исследователями [Le Pichon, Angelier, 1979] подводных наблюдениях в зоне субдукции к югу от Критской дуги. Наблюдения эти обнаружили, кроме того, многие интересные детали строения данной зоны.

Межгорные впадины Эллинид. В пределах континентальной части Эллинид известен ряд межгорных впадин, формирование которых началось в позднем эоцене. О некоторых уже упоминалось — Нижнефракийская впадина, Вардарский прогиб, открывающийся в залив Термаикос. Но наиболее крупным является Албано-Фессалийский, или Мезоэллинский межгорный прогиб, наложенный в основном на Субпелагонийскую и Пелагонийскую зоны. Молассовое выполнение этих прогибов является морским до среднего миоцена и континентальным в верхней части. Более молодой по времени возникновения Албано-Ионический прогиб с морской молассой среднего — позднего миоцена вливается на севере в Периадриатический передовой прогиб.

7. Центральная Анатолия и Тавриды

К югу от офиолитовой зоны Измир — Анкара — Эрзинджан и к северу от Аравийской плиты в пределах Анатолии традиционно выделялись две зоны — Анатолиды и Тавриды схемы П. Арни (1939 г.) и многих других исследователей до Р. Бринкманна включительно. Первая зона включала районы Центральной Анатолии, характеризующиеся широким выходом на поверхность метаморфических образований, первоначально относившихся целиком или в основном к докембрию. Эта зона (Анатолиды) интерпретировалась как зона срединных массивов — Мендересского, Киршехирского и др. В рельефе ей соответствуют нагорья и плато, среди которых возвышаются молодые стратовулканы (Хасан-Даг, Эрджиеш-Даг, Немрут-Даг и др.). Вторая зона, топографически выраженная хребтами Тавра, сложена толщей терригенно-карбонатных отложений палеозоя и мезозоя, перекрытой мезозойским офиолитовым и палеогеновым флишевым комплексами. Она достаточно интенсивно деформирована с общей южной вергентностью и на востоке отчетливо надвинута на северный край Аравийской плиты. Данная зона (Тавриды) рассматривалась как эв- и миогеосинклинальная система между Африкано-Аравийской платформой и зоной срединных массивов альпийского пояса.

К настоящему времени как французскими, так и турецкими исследователями установлено [Geologie des chaînes..., alpines..., 1980], что метаморфические комплексы центральной и южной[1] Анатолии лишь в своей самой нижней части могут принадлежать докембрию, а в остальном имеют палеозойский, мезозойский и даже палеоценовый возраст и что по первичному составу и последовательности отложений они вполне сопоставимы с палеозойско-мезозойским разрезом Тавра. Поскольку же последний принципиально не отличим от разреза Аравийской плиты, Тавриды и метаморфические массивы ныне трактуются как ее непосредственное северное продолжение, как «Таврская платформа», за исключением офиолитов, находящихся в аллохтонном залегании и большинством исследователей «производимых» из более северной офиолитовой

[1] Имеется в виду массив Аланья-Анамур в прибрежной полосе Западного Тавра.

зоны. Если это так, то выходы метаморфических и шельфовых терригенно-карбонатных комплексов представляют тектонические окна, аналогично выходам подобных же комплексов в Эллинидах. Тем не менее, соотношения между метаморфическими и неметаморфическими комплексами палеозоя и мезозоя остаются не вполне ясными, так как переходов между ними не наблюдается, а контакты тектонические. Пространственно они в общем разобщены, если не считать массива Аланья-Анамур расположенного к югу от полосы неметаморфизованного палеозоя и мезозоя и района распространения последнего в Мунзурдаге, находящегося к северу от зоны метаморфических массивов. Представляется поэтому целесообразным пока условно сохранить разделение на Центрально-Анатолийскую зону метаморфических массивов и собственно Таврскую зону.

Центрально-Анатолийская зона метаморфических массивов протягивается через всю Анатолию от Эгейского побережья до оз. Ван на востоке (рис. 32). Наиболее крупными массивами являются Мендересский на западе и Битлисский на востоке. Мендересский массив имеет форму крупного сложного купола, рассеченного молодыми широтными грабенами. Другой такой купол, вероятно, образуют выходы метаморфитов среди молодых (N+Q) отложений, группирующиеся вокруг Киршехира. Битлисский массив почти непосредственно, через пластину офиолитового меланжа надвинут на край Аравийской плиты. Массив Аланья, вероятно, находится в аллохтонном залегании.

Наиболее глубоко метаморфизованные в амфиболитовой (альмандин-амфиболитовой) фации породы выступают в ядрах Мендересского, Киршехирского, Аланья-Анамурского и Битлисского массивов. В первом из них это очковые гнейсы, гранитогнейсы и мигматиты с радиометрическим возрастом (Rb/Sr метод по породе в целом) 529 и 490±90 млн. лет [Brinkmann, 1976], во втором — парагнейсы, для которых Н. Эзгюлем получены значения 900—700 и 600—500 млн. лет [Geologie des chaînes alpines..., 1980]. Эти датировки делают вероятным позднепротерозойский возраст пород и раннебайкальский возраст метаморфизма, омоложенный в салаирскую и более молодые эпохи. Ядро Битлисского массива вмещает граниты герцинского возраста (351, 352 млн. лет — Rb/Sr метод по породе).

«Чехол» массивов метаморфизован в зеленосланцевой фации; метаморфизм ослабевает вверх по разрезу. В Мендересском, Битлисском и Аланья-Анамурском массивах в основании чехла намечается несогласие. Нижняя часть принадлежит палеозою, развитые в ее верхах мощные мраморы в ряде массивов содержат пермскую фауну, а нижние, местами отсутствующие горизонты, сложенные преимущественно метатерригенными породами (слюдяные сланцы, филлиты, кварциты в Мендересе), могут отвечать более древнему палеозою; в них сделаны находки нижнекаменноугольной и девонской фаун плохой сохранности; девонская фауна обнаружена и в Анамуре. Верхняя часть чехла имеет мезозойский и, в самых верхах, нижнепалеогеновый возраст, подтвержденный, в частности, находкой сенонских гиппуритов и палеоценовой фауны в Мендересе. Эта часть чехла сложена преимущественно мраморами или перекристаллизованными известняками с линзами метаморфизованных бокситов. Радиометрические датировки дают большой разброс и в общем указывают на проявление нескольких фаз метаморфизма — и в мезозое, и в палеозое, вплоть до 29—20 млн. лет (биотиты Мендереса, Rb/Sr метод).

Метаморфические образования Центрально-Анатолийской зоны местами тектонически перекрыты останцами офиолитовых покровов, двигавшихся с севера. Вместе с последними они запечатаны чехлом, начинающимся местами верхнесенонскими (Мунзур-Даг) или палеогеновыми обломочными образованиями, морскими или лагунно-континентальными. Здесь же распространены плутоны гранитоидов ларамийского или пиренейского возраста. К олигоцену на всей площади зоны установился

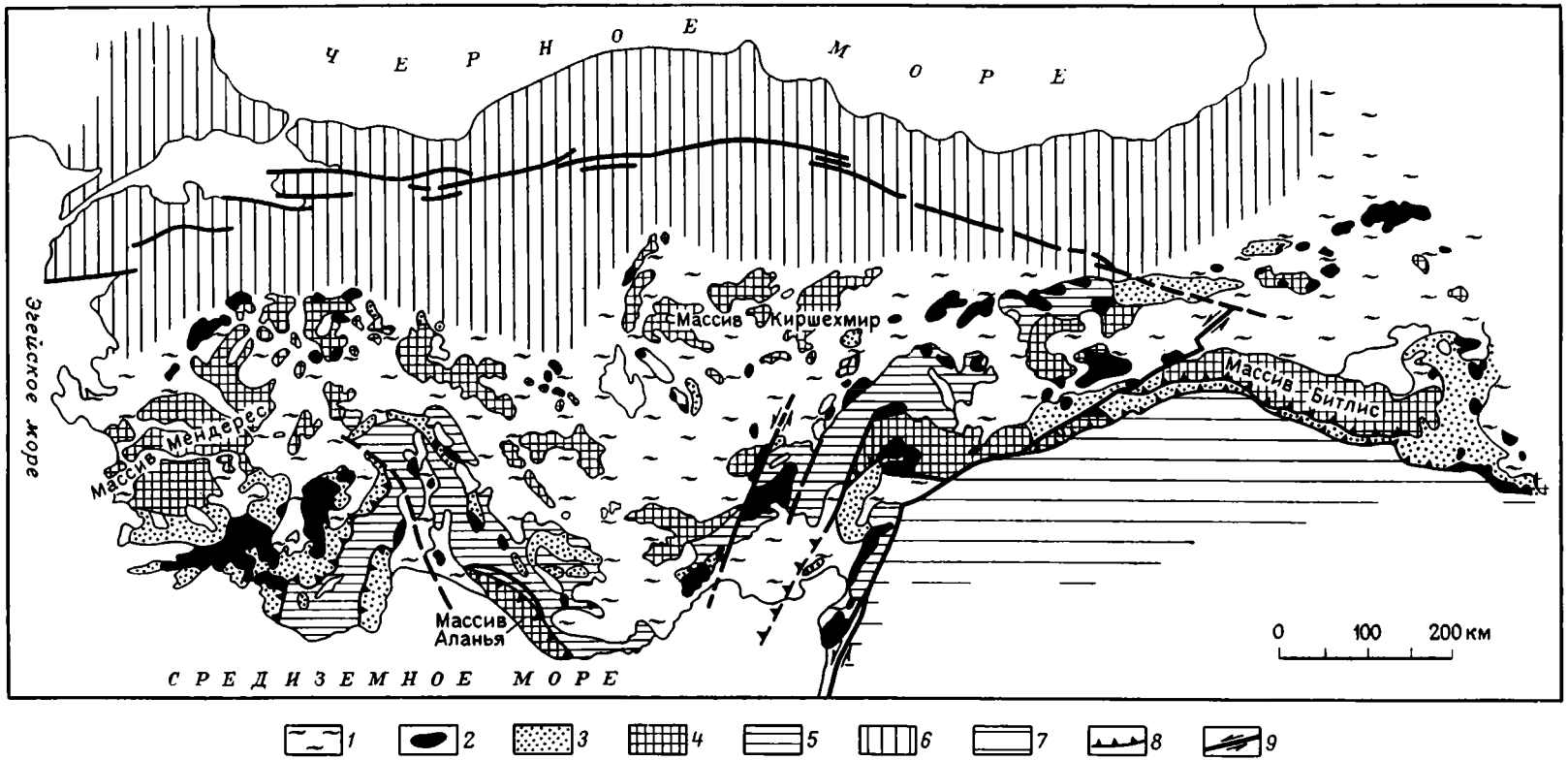


Рис. 32. Тектоническая схема Центральной и Южной Анатолии (по Н. Эзгюлю).

1 — посттектонические отложения и вулканиты; *2* — офиолиты; *3* — офиолитовый меланж; *4* — центрально-анатолийские метаморфические массивы; *5* — платформенные отложения Таврского пояса; *6* — Евразийская область; *7* — Аравийская плита; *8* — фронты шарьяжей; *9* — сдвиги и другие разломы

континентальный режим с господством денудации на западе и накоплением моласс, эвапоритов и лигнитов в центре и на востоке. Восточно-Центральная Анатолия была перекрыта затем раннемиоценовой трансгрессией, оставившей после себя среднемиоценовую солеродную лагуну. В позднем миоцене вся Центральная Анатолия стала ареной мощного, в основном эксплозивного наземного вулканизма среднего и кислого состава. Этот вулканизм продолжался до голоцена, местами (район оз. Ван) до исторического времени. В некоторых районах выступают миоценовые граниты.

Таврская система, общей протяженностью около 2000 км, испытывает на своем в целом широтном простирании несколько изгибов, которые подразделяют ее на сегменты, отличные по структуре и истории. Самый западный сегмент образует Ликийский Тавр, северо-восточного простирания; он составляет фактически крайний восточный фланг Эгейской дуги. Ликийский Тавр под острым углом сочленяется в районе гор Испарта с расположенным восточнее Западным Тавром, образующим выпуклую к югу дугу; ее западный фланг известен как Пизидийский Тавр. Кипрская дуга (двойная) находится в море непосредственно к югу от Западного Тавра и представляет его наиболее внешнюю часть. «Угол Испарты» рассекается разломом — правым сдвигом юг-юго-восточного простирания, уходящим к югу в Средиземное море и ограничивающим здесь с запада Кипрскую дугу; он совпадает с Тавро-Нильским разломом Я. П. Маловицкого (1978 г.). Западный Тавр сменяется в районе Аданы Восточным Тавром. Зона их сочленения осложнена несколькими параллельными левыми сдвигами север-северо-восточного простирания; из которых наиболее ярко выражен Эджемишчайский сдвиг. Восточный Тавр имеет восток-северо-восточное простирание и непосредственно граничит с зоной краевых складок Аравийской плиты. Он рассекается по диагонали еще одним крупным левым сдвигом северо-восточного простирания — Восточно-Анатолийским. Против самой северной точки выступа Аравийской плиты, к востоку от меридиана Диярбакыра Восточный Тавр переходит в Антитавр, который и протягивается на восток к югу от оз. Ван до сочленения с Загросом в районе стыка границ Турции, Ирака и Ирана.

В Таврской зоне следует различать три главных элемента: шельфовый палеозойско-мезозойский и частично палеогеновый и даже раннемиоценовый флишевый автохтон, офиолитово-радиоляритовый аллохтон и молассовый неоавтохтон.

Автохтон состоит из согласной последовательности отложений, начиная от вендско(?)-кембрийских и кончая палеогеновыми и местами нижнемиоценовыми. Основание палеозойского разреза в самих Тавридах не обнаружено; его можно наблюдать уже на краю Аравийской плиты; в горах Аманус и в Мардине. В первом районе кембрий несогласно подстилается интенсивно дислоцированными филлитами, во втором — согласно перекрывает краснокаменно измененные вулканиты, вероятно, вендского возраста, что очень напоминает условия Центрального Ирана, где подобные вулканиты залегают на байкальском метаморфическом основании. Подобно Ирану, первая морская фауна (трилобиты) появляется на уровне среднего кембрия.

Нижняя часть разреза (автохтона), до силура включительно, в основном терригенная, песчано-глинистая, за исключением карбонатного среднего кембрия. Прослои кварцитов происходят, очевидно, за счет размыва Аравийско-Нубийского щита. Девон и карбон карбонатно-терригенный, начиная с перми и во всем мезозое, а местами вплоть до нижнего миоцена господствуют известняки. При практическом отсутствии угловых несогласий перерывы и эрозионные несогласия достаточно часты и приводят к выпадению значительных частей разреза. Основные размывы наблюдаются в основании девона, перми, триаса и юры; размывы меньшего и более местного значения — в основании силура. Весь

разрез представлен шельфовыми, частично даже прибрежными образованиями (суша находилась на юге, в Аравии). Мощность отложений составляет несколько километров.

Разрез автохтона заканчивается появлением флиша и затем олистостромов, раньше всего в позднем мелу на западе, в Ликийском Тавре. Эти образования являлись предвестниками надвигавшихся с севера покровов. В современной структуре образования автохтона выступают в виде крупных и протяженных антиклиналей — Бей-Даглары к ЮЮЗ от Антальи, Анамас-Даг — к северо-востоку от этого города.

Аллохтонный комплекс Таврид состоит из сложного нагромождения многочисленных шарьяжных пластин, имеющих различные составы и происхождение. Одни из этих пластин сложены образованиями, подобными породам автохтона, другие — пелагическими известняками и радиоляритами, местами с пиллоу-базальтами, петрохимически отличными от типично океанских толеитовых базальтов (более щелочными), третьи — офиолитовым комплексом, в частности мощными перидотитами, образующими самостоятельную покровную единицу, имеющую широкое распространение наряду с серпентинитовым меланжем.

Происхождение первой группы покровов очевидно — это сорванные со своего основания пластины осадочного чехла внешней части Аравийской плиты. Вторая группа покровов рассматривается рядом исследователей (Й. Аргириадис и др.) как образования глубоководной впадины, обособившейся начиная со среднего триаса [Geologie des chaînes alpines..., 1980] в пределах южной пассивной окраины Тетиса. От собственно Тетиса эта впадина была отделена, по мнению указанных исследователей, «промежуточной платформой», образования которой составляют особую группу покровов; к ней принадлежат и некоторые метаморфические массивы Центральной Анатолии (другие — Мендересский, Киршехирский выступают в тектонических окнах). Наконец, собственно офиолитовые покровы французские исследователи, работавшие в Тавридах под руководством Я. Брюнна, считают перемещенными (и, в частности, переброшенными через Мендересский массив — П. де Грациански) из основной части Тетиса, совпадавшей в Анатолии с офиолитовой зоной Измир — Анкара — Эрзинджан.

Шарьирование происходило в Тавридах в ряд фаз, начиная с позднего мела и кончая поздним миоценом. Покровы Западного и Восточного Тавра на крайнем севере (Мунзур-Даг) начали формироваться еще в кампане, последовательно продвигаясь к юго-западу и охватив Пизидийский Тавр и Кипр в маастрихте и снова в позднем эоцене — олигоцене. Покровы Ликийского Тавра («ликийские покровы») образовались начиная с раннего палеогена и закончили свое становление в миоцене. При этом, двигаясь на юго-восток к заливу Анталья, они перекрыли встречные со стороны Восточного Тавра покровы Антальи. Таким образом, покровы Эгейской дуги своим восточным флангом частично перекрыли западный фланг Западно-Таврской дуги.

Эта сложная история покровообразования объясняет некоторые аномалии в расположении покровов разного происхождения. Так, казалось бы, покровы более отдаленного происхождения всегда должны располагаться поверх покровов, испытавших меньшее перемещение. Однако в системе покровов Антальи «платформенные» образования слагают самый верхний покров, а под ним лежат офиолитовые покровы.

Кипр[1]. Острову Кипру принадлежит особое место в структуре Восточного Средиземноморья; находящийся в его центре офиолитовый массив Троодос стал одним из классических для изучения разреза офиолитовых комплексов и их сравнения с корой современных океанов. Массив Троодос представляет купол овальных очертаний, созданный молодыми, плейстоценовыми поднятиями, в центре которого выступают серпентинизированные гарцбургиты с линзами дунитов, на периферии

[1] Описание дано в основном по работе А. Робертсона и Н. Вудкока [Ophiolites..., 1981].

последовательно сменяемые полосчатым кумулятным комплексом габбро и перидотитов, затем массивными габбро, диоритами, тоналитами и трондьемитами, далее прекрасно выраженным комплексом параллельных даек, толщей пиллоу-лав с линзами массивных медноколчеданных руд (разрабатываемых уже 5 тысяч лет!) и, наконец, радиоляритов с металлоносными (Fe, Mn) пелитами в основании. Возраст радиоляритов и пиллоу-лав кампанский, перекрывающей свиты бентонитовых глин — кампан-маастрихтский. На нее на юге налегает олистостром, возникший у подножья массива Троодос и несогласно перекрываемый верхнемаастрихтско-палеогеновым мелом. Еще южнее, в южной части острова из-под последнего обнажается своеобразный «комплекс Мамония», фактически состоящий из двух различных групп пород — более древняя сложена из верхнетриасовых основных лав и подчиненных габброидов, а также рифовых известняков и гемипелагических осадков, а более молодая — из кварцевых песчаников, переотложенных платформенных и гемипелагических известняков и пелагических силицитов, образующих очень сложную пологую чешуйчато-покровную структуру. Обе группы пересечены протрузиями серпентинитов. Граница между массивом Троодос и комплексом Мамония тектоническая.

В северном направлении массив Троодос полого погружается под сложенный кайнозойскими отложениями, в основном молассами, прогиб Мессаория, занимающий равнину северной части острова. Геофизические данные указывают на продолжение офиолитов Троодоса под всем прогибом, вплоть до подножья горной гряды Кирения (Пентадактилос), протягивающейся вдоль северного побережья. Эта гряда имеет чешуйчато-надвиговое строение, с общим смещением к югу и сложена в основном пермско-юрской карбонатной формацией. На нее налегает с брекчией в основании маастрихтский мел с покровами субщелочных основных пиллоу-лав и мелкими интрузиями известковощелочных и субщелочных пород. Выше следуют карбонатно-кремнистый палеоцен — эоцен и средневерхнеэоценовый флиш с олистостромами. Основные деформации гряды Кирения произошли после отложения этого флиша и до накопления более молодого — миоценового флиша, выступающего по обе стороны гряды.

Массив Троодос первоначально считался автохтонным, но в настоящее время практически все исследователи признают его аллохтонное, перемещенное с севера (возможно при поддвиге океанской коры с юга) положение. Комплекс Мамония также считается перемещенным с севера, вместе с массивом Троодос или поверх этого массива. Аллохтонное положение, опять-таки со смещением с севера, признается и для образований гряды Кирения. Комплекс Мамония, точнее, его нижняя часть, рассматривается как свидетель средне-позднетриасового рифтообразования и начального спрединга, которое, однако, прекратилось в юрское время и возобновилось в меловое, приведя к образованию комплекса Троодос, возникшего скорее всего в условиях окраинного моря, а не основной части Тетиса. Реликтом этого бассейна является современная Левантийская впадина. Существует вместе с тем точка зрения группы французских геологов, признающая для Кипра (Мамония+Троодос) дальнее, замендересское происхождение. Так или иначе, основные горизонтальные перемещения, создавшие современную структуру острова, начались в маастрихте — палеоцене и в основном закончились в миоцене. Кирения на начальном этапе деформаций играла роль островной дуги. Кипр в миоцене должен был испытать, судя по ориентировке параллельных даек и палеомагнитным измерениям, поворот на 90° против часовой стрелки, что объясняется движением к северу Аравийской плиты и отжиманием Анатолийской микроплиты к юго-западу, а также должно быть связано с раскрытием Киликийской впадины. Молодые поднятия Троодоса связывают с образованием серпентинитового диапира, очевидно над зоной субдукции, наклоненной под остров со стороны Левантийской впадины.

8. Венская, Паннонская и Трансильванская впадины

Эти три впадины наложены на центральную часть Карпато-Динарской области, скрывая связи между отдельными ее звеньями. **Венская впадина** перекрывает внешнюю часть внутренних зон Восточных Альп и Западных Карпат, представлявших до ее образования единое сооружение. Начало формирования впадины относится к концу раннего миоцена; оно закончилось в позднем миоцене (панноне). Впадина имеет структуру сложного грабен-прогиба; опускание ее центральной части происходило по сбросам, развивавшимся одновременно с накоплением осадков. Наиболее глубокая часть впадины, около 5 км, лежит на продолжении Северных Известняковых покровов Восточных Альп в тылу Утесовой зоны. С долиной Дуная примерно совпадает поперечный сдвиг, который и служит границей Альп и Карпат.

Обширная **Паннонская впадина** представляет собой широкую, порядка 500 км равнину почти изометричной формы, ограниченную Восточными Альпами, Карпатами и Динаридами. Среди этой равнины местами возвышаются невысокие горы — Задунайское Среднегорье, Мечек и Виллань, островные горы в междуречье Дравы и Савы на юге, горы Апусени на востоке, отделяющие Паннонскую впадину от Трансильванской. В островных возвышенностях выступают породы донеогенового основания впадины, между ними мощность неогенового чехла достигает максимальных значений в 5—6 км. Задунайское Среднегорье делит Паннонскую впадину на две частные впадины — Малую Венгерскую северо-восточного простирания к западу от Среднегорья и Большую Венгерскую (Альфельд) север-северо-восточного простирания к востоку от Среднегорья.

Примечательное положение Паннонской впадины в общей структуре альпийского пояса Европы — это резкое расширение в районе впадины с расхождением двух главных ветвей — альпийско-карпатской и динарской, а также спокойное залегание осадочного чехла, естественно, порождали представление, что в основании впадины должна залегать древняя жесткая глыба, которую и обтекает с трех сторон Альпийско-Карпатская дуга. Такое представление было впервые четко сформулировано Л. Кобером и вылилось в понятие о междугорьях (Zwischengebirge) или срединных массивах (median mass), тектонотипом которых и стал гипотетический Паннонский массив. Между тем все возрастающий объем бурения и геофизических исследований показал чрезвычайно большую сложность строения основания впадины, отсутствие здесь крупной, соразмерной с впадиной глыбы кристаллического фундамента и продолжение в ее пределы складчатых систем обрамления. Тем самым представление о Паннонском срединном массиве, по крайней мере в своей первоначальной форме, оказалось несостоятельным. На смену ему пришло представление югославских геологов о Паннонском «гетерогене», т. е. о том, что под более или менее единым плащом чехла (в действительности тоже довольно разнородном по составу и мощности) скрывается весьма гетерогенный фундамент. Рассмотрим его строение.

Северо-западная часть Паннонской впадины, включая Задунайское Среднегорье и Малую Венгерскую впадину, несомненно, представляет собой соединительное звено между внутренними зонами Восточных Альп (включая Южные Альпы) и Карпат. При этом прослеживающийся в основании Малой Венгерской впадины, примерно вдоль ее оси разлом линии Рааба (вдоль него следует долина одноименной реки) отделяет, по-видимому, продолжение Южных Альп, включающее Задунайское Среднегорье, от продолжения кристаллических Центральных Восточных Альп, т. е. является ветвью Периадриатического разлома. Задунайское Среднегорье сложено в основном карбонатными толщами мезозоя в южноальпийских фациях и отчасти трансгрессивным палеогеном, а его современная структура прежде всего блоковая. Однако, подобно Южным Карпатам в Восточной Сербии, это блоковое строение

определяется, очевидно, молодыми вертикальными разломами, маскирующими более древнюю, в основном среднемеловую покровную тектонику.

С юго-востока Задунайское Среднегорье ограничивается разломом линии Балатона — Дарно. Между этим разломом и параллельной ему линией Загреб — Земплин простирается полоса, сложенная средним и верхним (морским) палеозоем и триасом, выходящая на поверхность на севере Венгрии в горах Бюкк и Сендре, где можно видеть, что она интенсивно деформирована и обладает изоклинально-чешуйчатой структурой. Эта полоса сливается с южными Гемеридами Словацких Карпат. В ее пределах отмечены довольно типичные офиолиты. По присутствию морского верхнего палеозоя и по фациям триаса эта зона является продолжением как Южных Альп, так и Центральных Динарид.

Наиболее южная часть Паннонской впадины, лежащая к югу от рек Гайля и Дравы, вдоль которых протягивается восточное ответвление Перидриатического шва, принадлежит внутренним офиолитовым зонам Динарид[1], отсеченным, однако, на западе поперечным разломом (правым сдвигом) Сплит — Карловац — Вена [Chorowicz, Geyssant, 1976]. Следует отметить тенденцию этих, а также центральных зон Динарид к развороту на северо-восток, параллельно аналогичному повороту Альп в сторону Карпат. Между тем, собственно Вардарская зона или по крайней мере ее наиболее восточная, Шумадийская подзона продолжается под чехлом Паннонской впадины к северу от Дуная в меридиональном направлении до румынского города Тимишоара, затем поворачивает на восток-северо-восток и сливается с Мурешской офиолитовой зоной в Трансильвании.

В раструбе между двумя офиолитовыми зонами, уходящими на северо-запад и северо-восток от общего вардарского ствола, в восточной части Большой Венгерской впадины, в низовьях Тисы и ее левого притока Муреша скважины вскрывают кристаллические сланцы, гнейсы и гранитогнейсы с гренвильским возрастом — от 800 до 1200 млн. лет. Автохтон Бихора, если он действительно автохтон, может принадлежать тому же кристаллическому массиву [Dumitrescu, 1981], который в общем отвечает понятию массива Тисия, давно предложенному венгерским геологом Л. де Лоци. Тисия это, собственно, и есть то, что может остаться от Паннонского массива sensu lato, т. е. Паннонский массив sensu sticto микроконтинент в пределах Тетиса (и Палеотетиса), жесткое ядро, обусловившее конфигурацию Альпийско-Карпатской дуги (Бихорский блок, по Беэру).

Древний фундамент Тисии (Бихора) испытал, однако, значительную герцинскую переработку, включая гранитизацию в интервале 335—230 млн. лет [Тектоника Европы..., 1978]. На его поверхности сохранились впадины, заполненные верхнепалеозойскими молассами. Кроме того, новейшие данные бурения заставляют сомневаться в автохтонии и этого массива. Вообще строение и история фундамента Паннонской впадины оказываются чрезвычайно спорными; он состоит минимум из трех сиалических блоков, из которых северо-западный первоначально относился к Гондване (Африке), а юго-восточный («Тисия») — к Европе [Balla, 1982].

С северо-запада Тисия окаймляется складчатой зоной Мечек-Дебрецен северо-восточного простирания, сложенной флишоидными толщами сенона — нижнего палеогена, подстилаемыми более древними меловыми отложениями, включающими проявления основного субщелочного магматизма. На северо-востоке зона Мечек — Дебрецен сливается с флишевой зоной Закарпатья. На остальной территории Паннонии палеоген, распространенный в отдельных небольших впадинах, играет роль структурного этажа, переходного к чехлу, поскольку находящиеся

[1] В основном, вероятно, зона Зворника.

в пределах Паннонии внутренние зоны закончили свои основные деформации к палеогену. Максимальная мощность эоцена достигает первых сотен метров, а олигоцена до 1—1,5 км. Накопление собственно чехла общего для всей Паннонской впадины началось трансгрессией моря в миоцене, достигшей максимума в начале среднего миоцена, в бадене. В сармате Паннонский бассейн отделился от остального Паратетиса и стал испытывать опреснение; перед понтом значительные площади были подняты и осушились, но в понтическое время снова возник крупный озерный бассейн, просуществовавший до начала квартера. Мощность миоцена до 2,5 км, плиоцена — до 4,5 км, а четвертичного аллювия — до 800 м; общая мощность чехла достигает 5—6 км.

Распределение мощностей чехла зависит от блоковой структуры фундамента, которая продолжала конседиментационно развиваться в течение неогена и определила также складчатые дислокации в чехле. Простирание этих дислокаций зависит от простирания основных разломов и погребенных складчато-покровных зон фундамента.

Формирование Паннонской впадины сопровождалось вулканической деятельностью, в основном по ее северной периферии, на границе с Карпатами. В палеогене вулканизм был еще незначительным и имел андезитовый состав. Миоцен — основной период этого вулканизма, протекавшего в три фазы и создавшего андезитовые стратовулканы на севере и поле игнимбритов к югу от него. Примечательна меридиональная вулканическая Токай-Прешовская гряда, возникшая вдоль разлома, ограничивающего с востока Восточно-Словацкий прогиб в тылу Карпат и пересекающего далее всю Паннонскую впадину. Последние излияния базальтового состава имели место на рубеже плиоцена и квартера.

Паннонская впадина примечательна своим глубинным строением и высоким тепловым потоком. Общая мощность коры под впадиной составляет всего 25—30 км, против 50—65 км в Карпатах и 40 км на Украинском щите (рис. 33). На долю консолидированной коры приходится всего 20—25 км, а ее утонение идет главным образом за счет «базальтового» слоя. Сейсмические скорости и электрическое сопротивление обнаруживают заметное понижение на глубине 50—60 км, что указывает на существование астеносферного выступа. Тепловой поток повышен вдвое против нормального. Эти данные доказывают существование под Пан-

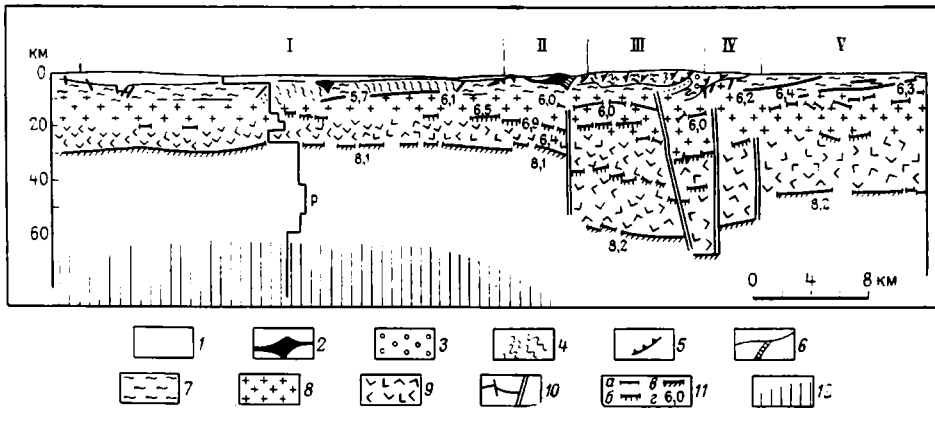


Рис. 33. Структура земной коры Паннонского бассейна, Карпат и Украинского щита вдоль сейсмического профиля ТР—Ш, по Соллогубу и др. с изменениями [Sclater et al., 1980] и график зависимости скорости сейсмических волн от глубины в окрестностях Карсага, по Посгаи.

1 — неоген — квартер; *2* — неогеновые известково-щелочные вулканиты; *3* — молосса Предкарпатского прогиба; *4* — верхнемеловой — палеогеновый флиш; *5* — поверхности главных надвигов; *6* — Пьенинская утесовая зона; *7* — палеозойский и более древний фундамент, местами включающий породы мезозоя; *8* — верхняя кора; *9* — нижняя кора; *10* — местные и крупные разломы; *11* — отражающие сейсмические поверхности (*а*), поверхности Конрада (*б*) и Мохоровичича (*в*), сейсмические скорости в км/с (*г*); *12* — подкоровая литосфера и астеносфера

I — Паннонский бассейн; II — Закарпатский прогиб; III — Флишевый пояс; IV — краевой прогиб; V — Украинский щит

нонской впадиной мантийного диапира. Утонение коры может быть связано с растяжением и, вероятно, частичным плавлением и эрозией подкоровой литосферы и низов коры [Selater et al., 1980] или превращением базальта в эклогит (Е. В. Артюшков). Часть исследователей связывает этот процесс с субдукцией в Карпатской дуге и проводит аналогию между Паннонской впадиной и впадинами тыльно-дуговых морей (рис. 34), другие же считают его независимым и, напротив, ищут в нем причину тектонических деформаций в Карпатах (см. выше).

Трансильванская впадина значительно уступает по размерам Паннонской, имеет овальную форму и протягивается почти на 200 км по длинной меридиональной оси. Она целиком наложена на покровы Внутренних Карпат и выражена в рельефе невысоким плато. Начало формирования впадины относится к концу раннего миоцена; в бадене в ней накопилась довольно мощная соленосная толща, а в сармате и позднем миоцене — типичная моласса. Общая мощность неогена достигает 5 км. С соленосной толщей бадена связаны проявления соляной тектоники — в центре округлые купола криптодиапирового строения, на периферии открытые диапиры в ядрах антиклиналей.

9. Основные этапы развития Динаро-Эллинид и Таврид

Добайкальская история. В структуре Динаро-Эллинской системы и ее непосредственного обрамления наиболее древним элементом, заведомо допозднерифейским, является комплекс пара- и ортогнейсов, слюдяных сланцев, мраморов, амфиболитов, метаморфизованных в амфиболитовой, частично эпидот-амфиболитовой фации. Этот комплекс выступает в Пелагонийском, Мендересском, Сербско-Македонском, Родопском массивах и на небольших участках в тектонических окнах Фессалии, Аттики, Эвбеи, Киклад. Для его структуры характерны гнейсовые купола, в центре которых обнажаются гранитовые плутоны «прилепского типа» (гранодиориты — адамеллиты) в Пелагонийском массиве с возрастом около 1000 млн. лет [Grubić, 1980]. С учетом этой датировки возможна двоякая интерпретация первичного возраста самого гнейсового комплекса — он может относиться к раннему — среднему рифею и испытать гренвильский метаморфизм и гранитизацию или являться в действительности более древним, подвергшимся ремобилизации в гренвильскую эпоху. В последнем случае, который представляется, по меньшей мере, столь же вероятным как и первый, все эти выступы гнейсового комплекса есть не что иное как обломки «континентального моста», связывавшего Европейский и Арабо-Африканский кратоны в середине докембрия, когда они входили в состав Пангеи I. Раздробление этого моста было связано, очевидно, с заложением Средиземноморского пояса, которому и предшествовала гренвильская активизация.

Байкало-салаирский этап (поздний рифей — венд — ранний и средний кембрий). Этот этап отвечает начальной стадии развития Средиземноморского пояса. На восточной границе Динаро-Эллинид ему отвечает накопление верхнего, власинского комплекса фундамента Сербско-Македонского массива, состоящего из псаммито-пелитовых осадков и основных вулканитов. Аналогичные образования обнажены местами во Внутренних Динаридах и на северной и восточной периферии Палагонийского массива. Совершенно очевидно, что их накоплению должна была предшествовать деструкция допозднерифейской континентальной коры, однако отсутствие полной офиолитовой ассоциации, подобно известной в Карпато-Балканидах, не позволяет установить, дошла ли эта деструкция до новообразования океанской коры, хотя бы по красноморскому типу. Во всяком случае, она пощадила отдельные глыбы более древнего континентального основания, о которых речь шла выше.

Как и в других частях Средиземноморского пояса, рассматриваемый этап завершился складчатостью, региональным метаморфизмом зеленосланцевой, местами амфиболитовой фации и гранитизацией. В Сербско-

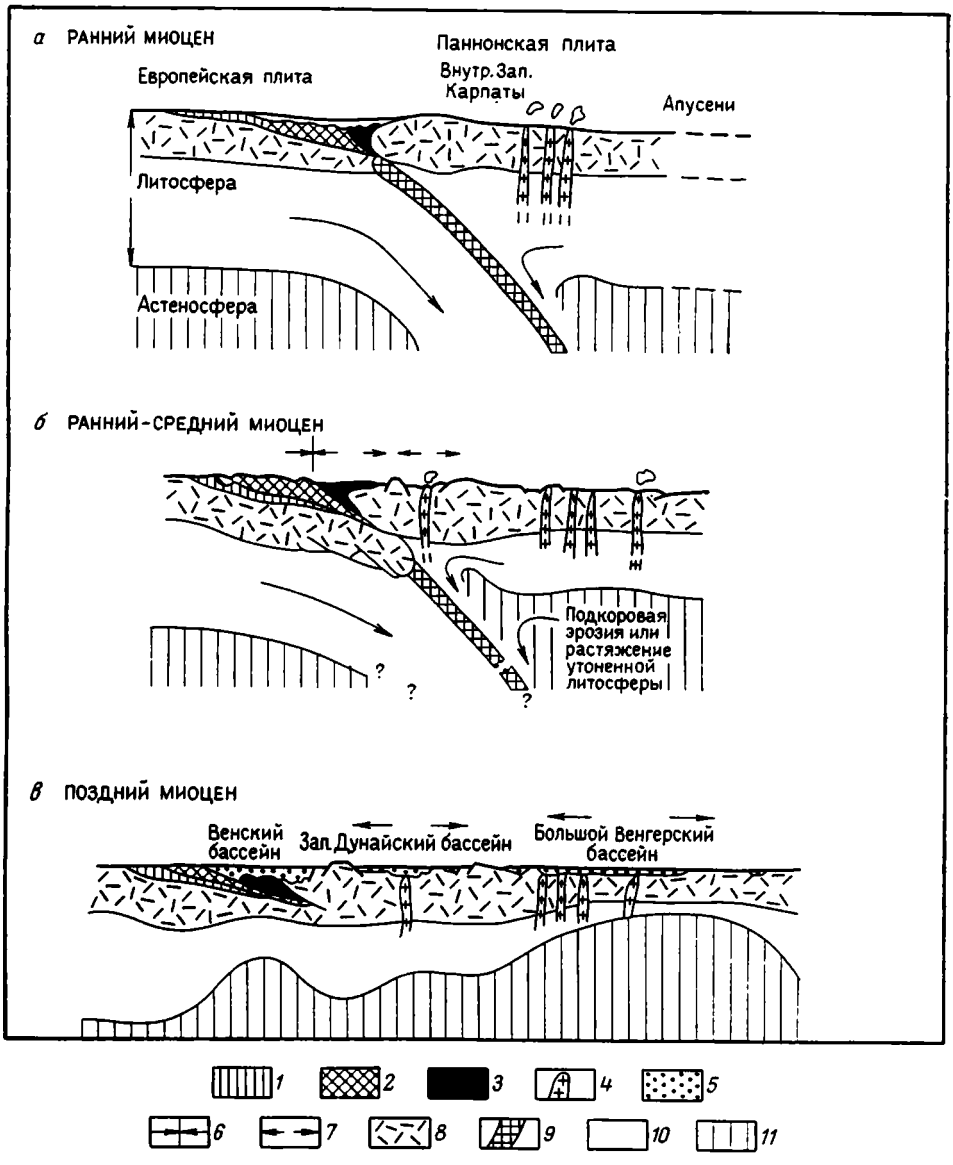


Рис. 34. Развитие структуры Паннонского бассейна и Карпат (по Дж. Слейтеру и др.).

а. Раннемиоценовые положения Европейской и Паннонской плит с развитием молассовых и флишевых отложений, риолитовым вулканизмом и океанской субдукцией; *б*. Коллизия континентальных частей плит. Внешние Карпаты образуются в результате коллизии. Напряжения, связанные с субдукцией пластичной части Паннонской плиты и астеносферными процессами, утоняют литосферу; *в*. Коллизия заканчивается. Венская и Западно-Дунайская (Малая Венгерская. — *В. Х.*) впадины образуются благодаря остыванию тонкой и горячей литосферы.

1 — молосса; *2* — флиш; *3* — шовная зона; *4* — известково-щелочной вулканизм; *5* — выполнение бассейна; *6* — коллизия континентальных плит; *7* — растяжение; *8* — континентальная кора; *9* — океанская кора; *10* — литосферная мантия; *11* — астеносфера

Македонском массиве известны граниты с возрастом 540 млн. лет; им предшествовала микроклинизация более древних пород на уровне 600 млн. лет. На какую-то более раннюю фазу указывает датировка метаморфитов в районе Загреба в 790 млн. лет [Grubić, 1980]. Что касается салаирской складчатости, то, по данным А. Грубича, ее простирание на востоке, в Сербско-Македонском массиве является субмеридиональным, т. е. совпадает с позднейшей структурой, а в центральном сегменте Динарид оно близширотное, несколько отличное от последней.

Каледоно-герцинский геосинклинальный этап (ордовик — ранний карбон). По мнению А. Грубича, байкальская (точнее, салаирская) консолидация не затронула район Черногорья, где разрез непрерывен на-

чиная с позднего рифея. На других участках регенерация геосинклинального режима, т. е. деструкция байкало-салаирской коры произошла в несколько различное время, от ордовика до девона. Палеозойская трансгрессия развивалась как из Черногорского трога, так и с севера, со стороны современных Карнийских Альп, и востока, со стороны Карпато-Балканской геосинклинали. Состав серии Велес Вардарской зоны и пространственная связь с ней серпентинитов дает основание А. Грубичу предполагать новообразование океанской коры в этой зоне в девоне, но офиолиты могут быть и более древними. В Сербии близ Копаоника известна более полная офиолитовая ассоциация прорванная среднепалеозойскими гранитами. Галька офиолитов присутствует здесь в основании триаса [Белов, 1981].

В целом среднепалеозойские (включая ордовик) отложения в Динаридах и северных Эллинидах (Албания, Югославская Македония) [1] достаточно полно развиты, достигают значительной мощности (до 7 км в районе Дрины — Голии) и представлены в основном морской песчаниково-сланцевой формацией с линзами известняков с неритической фауной (они могут быть частично олистолитами) и подчиненном участии основных и средних (кератофиры) вулканитов. Это несомненно говорит о геосинклинальном, точнее, мезогеосинклинальном развитии, скорее всего на утоненной континентальной коре, кроме зоны Вардара, где в начале палеозоя, вероятно, образовалась океанская кора.

Как отмечает А. Грубич, Сербско-Македонский и Пелагонийский массивы были позитивными элементами в этом геосинклинальном бассейне. Кроме того, он намечает подводные поднятия в Истрии — Словении (очевидно, выступ Адриатического массива), в Боснии (карбонатные фации) и Западной Сербии. При этом Боснийское поднятие им протягивается поперек современной структуры до адриатического побережья, хотя средний палеозой во Внешних Динаридах не обнажается. Что касается автохтонной части Таврид, то в течение всего палеозоя и большей части мезозоя ему отвечала область внешнего шельфа аравийского выступа Гондваны. Обломочный материал поступал с юга, трансгрессии приходили с севера, временами происходило почти всеобщее осушение, особенно во второй половине карбона.

Герцинский орогенный этап (поздний палеозой). Во Внешних Динаридах и Эллинидах герцинский диастрофизм практически не проявился, как давно отметили Б. Чирич и Г.-Р. фон Гертнер, здесь нет несогласий в основании, в разрезе или кровле верхнего палеозоя, ни герцинских гранитоидов, ни грубообломочных верхнепалеозойских отложений. Очевидно, это был спокойный склон Адриатического выступа Гондваны, докембрийский возраст фундамента которого эти особенности косвенно подтверждают. Однако усиленный привнос обломочного материала с севера, со стороны Восточных Альп, и с востока, со стороны Внутренних Динарид и Карпато-Балканид, вызвал обмеление бассейна, вплоть до появления эвапоритов в конце перми.

Признаки герцинского дистрофизма становятся заметными во Внутренних Динаридах, сначала в виде перерывов в среднем — позднем карбоне, появления конгломератов в перми, кварцевых порфиров и гранитов (в зонах Подринье и Вардарской). В Сербско-Македонском массиве герцинский тектогенез, магматизм и метаморфизм проявлен уже в полной мере, подтверждая его принадлежность Карпато-Балканидам. А. Грубич связывает эти процессы с субдукцией океанского бассейна зоны Вардара (Палеотетис) к востоку под окраину Европейского континента, включавшего Сербско-Македонский массив и Карпато-Балканиды. Одним из признаков такой субдукции служит глаукофановый метаморфизм в палеозойских породах на востоке зоны Вардара, где на эти породы надвинуты кристаллические сланцы нижнего комплекса Сербско-Македонского массива. Эта гипотеза заслуживает внимания, но

[1] В южных Эллинидах практически обнажен лишь верхний палеозой.

возраст глаукофанового метаморфизма еще подлежит установлению, а наличие настоящих офиолитов в вардарском палеозое требует подтверждения. Кроме того, гипотеза не объясняет наличия герцинских гранитов и кварцевых порфиров к западу от зоны Вардара; впрочем А. Грубич допускает существование второй зоны субдукции между Черногорским прогибом и Западно-Сербским поднятием.

Аналогичная проблема возникает и в отношении массивов Центральной и Южной Анатолии — Битлисского, Аланья-Анамурского с их допермским метаморфизмом (пермские известняки здесь также слабо метаморфизованы); мы увидим в главе V, что этот метаморфизм проявлен и в Центральном Иране (район Голпайгана и др.). Для решения данной проблемы следует изучить также полярность позднегерцинских магматитов на Балканах.

Основываясь на замерах ориентировки мелких складок в палеозое Внутренних Динарид, А. Грубич приходит к выводу, что герцинский тектогенез затронул не только восточные, но и центральные Динариды вплоть до Адриатического побережья, кроме осевой зоны Черногорского прогиба, и что герцинские структуры в центральной части Динарид простирались субмеридионально, т. е. под значительным углом к их альпийской структуре, обозначившейся лишь в средней перми. Однако я не уверен, что это представление о резком отличии герцинского и альпийского планов является достаточно обоснованным, ввиду практического отсутствия информации о структуре палеозоя Внешних Динарид.

Киммерийско-альпийский геосинклинальный этап (триас — палеоген). Новый этап развития начинается широкой трансгрессией в раннем триасе (верфенё). В триасе и юре, вплоть до кимериджа, внешние и центральные зоны Динарид и Эллинид до западного ограничения зоны Вардара представляют широкую пассивную окраину — карбонатный шельф Адриатического и Аравийского выступов Гондваны. Эта окраина, однако, почти с самого начала подверглась рифтогенезу и была расчленена глубинными сбросами на приподнятые блоки с неритическим, нередко рифовым карбонатонакоплением и погруженные блоки с накоплением пелагических известняков и радиоляритов. Это расчленение на блоки — «платформы» и троги — сопровождалось подводным базальтовым вулканизмом [1], получившим наибольшее распространение не только в Динаридах и Эллинидах, но и в Альпах и Карпатах в ладинский век. Не исключено, что некоторые из этих трогов, например Будвы, Пинда, могли развиться в рифты красноморского типа.

На северо-востоке перигондванская континентальная окраина ограничивалась Вардарским бассейном с океанского типа корой. Остается неясным, унаследован ли этот бассейн в какой-то мере от палеозоя (как полагают А. Грубич и А. А. Белов) или является тоже порождением раннемезозойского рифтогенеза, но в его крайней форме. Во всяком случае, существование этого бассейна с конца триаса — начала юры вряд ли подлежит сомнению, ибо уже в ранней и средней юре на его северо-восточной окраине накапливался флиш, который в конце средней юры подвергся скучиванию вместе с пластинами офиолитов и сиалического фундамента, метаморфизму зеленосланцевой фации и внедрению гранитных батолитов. В титоне в этой Перирородопской зоне образовалась моласса.

Как полагает в настоящее время подавляющее большинство исследователей, именно через зону Вардара и затем в направлении Измира, Анкары и Эрзинджана в Анатолии проходил в мезозое основной ствол Тетиса. Это представление может быть высказано, однако, в самой общей форме, поскольку Вардарская зона имеет достаточно сложное внутреннее устройство и на значительной площади подстилается континентальной корой. Положение усложняется тем, что эта зона не является

[1] С некоторой ассимиляцией корового материала [Karamata, 1975].

единственной офиолитовой зоной Динаро-Эллинид. Западнее ее, отделяясь палеозоем зоны Голия в Динаридах и Пелагонийским массивом («платформой») с его палеозойским западным обрамлением в Эллинидах, протягивается офиолитовая зона Златар — Мирдита — Субпелагонийская. Часть исследователей рассматривает последнюю зону как «родину» находящихся в ее пределах или в обрамлении офиолитов, т. е. как еще один бассейн с океанской корой (французские геологи именуют его в Эллинидах Малиакским), отделявшийся от Вардарского Пелагонийским микроконтинентом (с продолжением в зону Голия). На севере появляется еще одна офиолитовая зона — Зворника и еще одно «межофиолитовое» поднятие — Подринье.

Первая фаза шарьирования офиолитов приходится на самый конец юры, и за ней немедленно следует отложение нижнемелового флиша — эоэллинская фаза [Jacobshagen et al., 1978]. Для Динарид все исследователи допускают перемещение шарьяжей с северо-востока на юго-запад, независимо от того, шло ли оно из одного, двух или трех бассейнов. В подошве ультрабазитовых массивов залегают амфиболиты, указывающие на их обдукцию еще в горячем состоянии. Диабаз-кремнистая формация, составляющая верхнюю часть офиолитового комплекса, в большинстве случаев залегает либо в виде олистострома в кровле разреза глубоководных триасово-юрских отложений, либо в виде меланжа [M. D. Dimitrijevic, M. N. Dimitrijevic, 1973].

Что касается Эллинид, то группа английских и французских геологов [Ferriére, 1974; Hynes et al., 1972], допускающая существование здесь двух бассейнов с океанской корой, разделенных Пелагонийским микроконтинентом, считает, что в эоэллинскую фазу движение офиолитовых шарьяжей шло с запада, из Малиакского бассейна на восток с обдукцией на Пелагонийский микроконтинент. В доказательство этой модели приводятся соображения двоякого порядка: увеличение глубоководности отложений на запад от Пелагонийской зоны и детальные структурные наблюдения, указывающие на тектонический транспорт с запада на восток.

Сторонники противоположной точки зрения [Jacobshagen et al., 1978; Zimmerman, Ross, 1976] отмечают, что в районах, где наблюдается поперечное погружение Пелагонийского «барьера», в частности в Беотии и Эвбее, обе офиолитовые зоны соединяются, образуя фактически единый покров. Они указывают также, что Вардарская зона в структурном отношении обладает всеми признаками «корневой», или «шовной» зоны, в то время как к западу от Пелагонийской зоны подобного шва не наблюдается. Кроме того, принятие единого источника офиолитовых покровов исключает необходимость допущения изменения направления движения покровов на противоположное в ходе развития системы. Представляется, что эта аргументация более убедительна и что только Вардарский бассейн обладал корой океанского типа; другие же глубоководные троги Динаро-Эллинид являлись в силу своей некомпенсированности, лишь «ловушками» для сгружения офиолитовых олистостромов, меланжа и покровов.

Образовавшиеся в эоэллинскую (позднекиммерийскую) фазу офиолитовые покровы сопровождаются в подошве глаукофановым метаморфизмом, в то время как породы зоны Вардара испытали метаморфизм зеленосланцевой фации. В случае действительной одновременности этого метаморфизма мы имеем здесь дело с парными метаморфическими поясами [Jacobshagen et al., 1978].

В течение всего рассматриваемого времени внешняя, шельфовая область Динаро-Эллинид и Таврид развивалась в спокойном тектоническом режиме. Следует отметить лишь обмеление в поздней юре, сопровождаемое отложением эвапоритов в Южно-Адриатической зоне, а также излиянием базальтов, выступающих на островах близ Далматского побережья. С северо-востока шельфовая область окаймлялась в Динаридах, начиная с титона, Боснийским флишевым трогом, питаемым про-

дуктами разрушения Златарского офиолитового покрова. К баррему тектоническая активность внутренних зон Динаро-Эллинской системы заметно снизилась и широкое распространение получили неритические карбонатные осадки, за исключением Вардарской зоны, где в апте — альбе еще накапливался флиш.

Новое оживление тектонических движений начинается в позднем сеноне, проявляясь прежде всего во второй волне флишеобразования, распространившейся на этот раз в Эллинидах до Пиндского прогиба включительно. В Динаридах произошло смещение к юго-западу Боснийско-Толминского краевого флишевого прогиба перед фронтом Савского (Словения, Южные Альпы) и Дурмиторского шарьяжей, с вовлечением в него периферии прежней шельфовой области. Покровообразование предполагается также на юге и востоке Эгейской области, по аналогии с внутренними Тавридами. Интенсивность движений нарастает вплоть до конца эоцена, когда происходят заключительные деформации внутренних зон и их покровная структура приобретает свой современный вид. В это же время Сербско-Македонский массив надвигается на зону Вардара. Деформации снова сопровождаются региональным метаморфизмом — низко- и среднетемпературным в Вардарской и Пелагонийской зонах, высокого давления в Центрально-Эгейском кристаллическом регионе. Почти немедленно вслед за деформациями сжатия значительная площадь внутренних зон вместе с Сербско-Македонским массивом и смежными зонами Карпато-Балканид, от Словении до Эгейского моря была охвачена мощным известково-щелочным магматизмом, продолжавшимся до раннего миоцена включительно и, очевидно, связанным с субдукцией внутренних зон под Сербско-Македонский массив и его хинтерланд. Одновременно прекращается флишенакопление во внутренних зонах Динаро-Эллинид и начинается образование моласс (в северной Боснии уже с эоцена). Центральная Анатолия в конце эоцена испытала осушение, после которого она подвергалась лишь кратковременным ингрессиям моря в миоцене и стала ареной накопления соленосных и угленосных моласс в отдельных впадинах. Мощный известково-щелочной вулканизм проявился здесь начиная с позднего миоцена и до голоцена включительно. Он должен быть связан уже не с субдукцией океанской коры, а с континентальной коллизией.

Поздний сенон явился также переломным моментом в развитии шельфовой области Внешних Динарид. Она начинает подвергаться осушению; максимум регрессии приходится на палеоцен — ранний эоцен, когда в Истрии и Далмации отлагались паралические осадки так называемых либурнских слоев. В конце раннего эоцена море вернулось в эту область. На юге, во внешних зонах Эллинид спокойное карбонатонакопление продолжалось до позднего эоцена, за исключением зоны Гаврово, где поднятия начались уже в конце сенона. В позднем эоцене эти зоны до Ионической включительно стали областью флишенакопления; материал поступал из фронтальной части зарождавшегося Пиндского покрова. В автохтоне Ликийского Тавра флиш появляется уже в позднем мелу, а восточнее — в начале палеогена. Разрез флиша прослаивается и заканчивается олистостромами — предвестниками наступления покровов. В Динаридах в позднем эоцене закончилось образование Савско-Дурмиторского покрова — пришел в движение Далматский покров и замкнулся прогиб Будва, почти вплоть до конца мела выделявшийся своим глубоководным характером. Таким образом, прежняя пассивная окраина Адрии и Африки, начиная с конца эоцена, вовлекается в складчато-надвиговые деформации.

Эти деформации достигают новой кульминации в конце раннего и среднего миоцена, когда повсеместно заканчивается флишенакопление и оформляется покровно-складчатая структура внешних зон Динаро-Эллинид. Это, по существу, последняя фаза (штирийская) общего сжатия всей системы, большая часть которой затем вступает в эпоху сводообразования, сопровождаемого растяжением и раздроблением.

В Тавридах накопление флиша и перемещение покровов затянулось до позднего миоцена включительно.

Альпийский орогенный этап (поздний миоцен — квартер). Во Внутренних Динаро-Эллинидах и Тавридах, как мы видели выше, судя по смене флиша молассой, орогенный этап сжатия — растяжения начался уже в олигоцене, но для системы в целом он наступил лишь в конце среднего или позднего миоцена. Однако сжатие продолжало проявляться по периферии орогена, вдоль дугообразной зоны Беньофа, окаймляющей его со стороны Ионического моря и моря Леванта. В тылу этой зоны в центральной части Эгейского моря в районе Киклад в позднем миоцене происходило интенсивное сводовое поднятие, сопровождавшееся гранитным плутонизмом, региональным метаморфизмом, извержением андезитов и смещением небольших гравитационных покровов. Центральная Анатолия находилась, видимо, на продолжении этой зоны. Между тем, южнее Киклад и в тылу Критской дуги уже в конце среднего и в позднем миоцене шло формирование впадины Критского моря, а севернее образовалась Северо-Эгейская впадина. Отдельные обнажения на островах Эгейского моря показывают, что вдоль длинной оси бассейна в направлении от залива Термаикос на пролив Карпатос мог протягиваться рифтогенный прогиб (Праэгейский канал), на севере сочленяющийся (тройное сочленение!) с системой рифтогенных же впадин вдоль западного продолжения Северо-Анатолийского разлома — системой, включающей на востоке Дарданеллы и Мраморное море. Праэгейский канал возник, очевидно, на южном продолжении впадин зоны Вардара, возникших в конце эоцена и развивавшихся до раннего миоцена (в районе Салоник известен морской бурдигал). Через этот пролив распространялись на север и проникали на северо-восток в Черное море бурдигальская, тортонская, мэотическая и понтическая трансгрессии; благодаря его существованию в Северо-Эгейской впадине накопились мессинские эвапориты.

Параллельно Праэгейскому каналу, но только в течение раннего и среднего миоцена, на Европейском континенте развивался Албано-Фессалийский прогиб, возникший еще в позднем эоцене и открывавшийся в Адриатический бассейн.

Севернее, в Динаридах в миоцене, в основном после штирийских деформаций, возникло большое число относительно мелких впадин-грабенов, заполнявшихся озерными отложениями, а северное и северо-западное продолжение внутренних зон оказалось перекрытым южным бортом обширной Паннонской впадины. В пределах этого борта наметилась зона параллельных цепочек конседиментационных поднятий — горстов с сокращенной мощностью или выклиниванием неогеновых отложений. Эти горсты, многие из которых ныне выступают в виде островных гор, сложены разнообразными докембрийскими, палеозойскими и мезозойскими породами внутренних зон Динарид, прорванными молодыми плутонами гранитоидов. Они отделяют Савский неогеново-четвертичный прогиб на юге от Мурского и Дравского на севере.

Внутренние зоны Динарид вместе с Сербско-Македонским массивом явились в миоцене ареной довольно значительной вулканической деятельности с извержениями андезитов, дацитов, латитов и их пирокластов. Магматизм проявился и в интрузивной форме в виде небольших плутонов гранодиоритов и тоналитов. Он является, очевидно, уже продуктом коллизии Адрии с Евразией.

На рубеже миоцена и плиоцена некоторые, в основном наиболее внешние зоны Динаро-Эллинид и Таврид снова подверглись деформациям сжатия — Далматское побережье и острова, Ионические о-ва, Крит, отдельные более внутренние районы Динарид, центральная часть Эгейской области и Западный Тавр. Затем растяжения возобновились с новой силой, определив существующую мозаику блоков. Однако на границе плиоцен — квартер во внешней части Эгейской дуги (Ионические о-ва, Крит, Родос) опять проявился импульс сжатия;

складкообразование отмечено и на юге Паннонской впадины. К этому же возрастному рубежу (2,7 млн. лет) относится становление Южно-Эгейской вулканической дуги и, следовательно, возникновение современной геодинамической обстановки.

Геодинамические представления. Образование альпийской складчато-покровной Динаро-Эллинской системы, как и других звеньев западной части Средиземноморского альпийского пояса, объясняется ныне с позиций столкновения Африканской и Евразийской континентальных плит. В данном конкретном случае имеется в виду столкновение Адриатического выступа Африканской плиты с Восточно-Балканским выступом Евразийской плиты (включающим Сербско-Македонский и Родопский массивы), с промежуточным Пелагонийским микроконтинентом или без такового. При этом предполагается субдукция Вардарского океанского (или квазиокеанского) бассейна под окраину Восточно-Балканского выступа и, согласно одному из двух вариантов, аналогичного более западного бассейна под Пелагонийский микроконтинент. Вместе с тем, данные сейсмологии заставляют допускать (П. Гизе, К.-Й, Рейттер, Д. Рёдер), что на глубине на уровне нижней коры происходит обратный поддвиг Восточно-Балканского хинтерланда под Адриатический форланд, так называемая антитетическая субдукция, при которой ниже коры восстанавливается то же направление смещения, что и в верхней коре [Alps, Apennines..., 1978]. Особый интерес в геодинамическом отношении представляет юго-восточная часть рассматриваемого региона — Эгейская область, включая южную часть Эллинид и западное побережье Анатолии. Здесь мы наблюдаем в настоящее время и можем изучать различными геологическими и геофизическими методами[1] развитие вулканической и невулканической островных дуг, глубоководного желоба, сейсмофокальной зоны, окраинного тыльно-дугового моря in statu nascendi. Накопленные геолого-геофизические данные в отношении Эгейской области допускают двоякую интерпретацию.

Согласно одной из них, основу развития Эгейской области составляет термодиапиризм, образование термального (и мантийного) купола под Эгейским морем, доказываемое уменьшением мощности коры и литосферы, повышенным тепловым потоком, проявлением тектоники растяжения в этом районе. Образование островной дуги, надвигов и покровов рассматривается с этих позиций как следствие гравитационного сползания с этого термального купола перед его обрушением [Baumann et al., 1976]. Другая интерпретация основывается в общем и целом на идеях тектоники плит, признавая главным механизмом развития области субдукцию Ионическо-Левантийской литосферы под литосферу Эгейской области, а вторичным следствием этого процесса — мантийный диапиризм в тылу Эгейской дуги. Вместе с Ф. Якобсхагеном и его коллегами [Alps, Apennines..., 1978] следует отдать предпочтение последней модели, исходя из следующих соображений. Гипотеза Эгейского мантийного диапира не может объяснить досреднемиоценовую покровную тектонику региона с общим перемещением поверхностных масс и миграцией деформаций от Сербско-Македонского массива, а не от центра этого диапира. Не объясняет она и исчезновения пространств с корой океанского типа, значительного общего сокращения поперечника геосинклинальной системы, оцениваемого для континентальной части Эллинид в 500 км (без зоны Вардара!), существования парных метаморфических поясов, миграции вулкано-плутонических поясов с севера на юг, начиная с позднего эоцена, несогласного наложения более поздних структур на более ранние и т. д.

Вместе с тем, и в рамках стандартной плитно-тектонической модели ряд особенностей региона требуют своего объяснения. Одним из них является то обстоятельство, что ни Ионическое море, ни море Леванта не

[1] Что и делается теперь особенно энергично группой французских исследователей под руководством К. Ле Пишона.

обладают типичной океанской корой (и литосферой) и, следовательно, вдоль Эгейской дуги в настоящее время не происходит субдукции океанской литосферы под континентальную; речь может идти лишь о литосфере субокеанского типа. Весьма вероятно, впрочем, что первоначально в этой зоне шла субдукция настоящей океанской литосферы — остаточной литосферы Тетиса, а затем в нее оказалась втянутой утоненная кора окраины Африканского континента.

Второе обстоятельство состоит в том, что одновременно с субдукцией Эгейская область испытала существенное расширение, которое Ж. Анжелье и К. Ле Пишон попытались оценить количественно [Geologie des chaines alpines..., 1980]. Учитывая, что к началу субдукции существовал значительный гипсометрический перепад между приподнятой в раннем — среднем миоцене Эгейской областью и Восточным Средиземным морем, а также что и в современную эпоху литостатическое давление под Эгейским морем существенно превосходит вычисленное для смежной части Средиземного моря, эти исследователи, в развитие идей Г. Берккемера, полагают, что субдукция лишь частично обязана относительному движению Африки к северу, а в основном обусловлена гравитационным растеканием Эгейской области. Это, несомненно, сближает две изложенные выше геодинамические концепции, но лишь для новейшего этапа развития региона.

Еще одно обстоятельство должно быть отмечено. Сейсмичность и молодой вулканизм Северо-Эгейской области не укладываются в простую схему, связанную с субдукцией под Эгейскую дугу и формированием Центрально-Эгейского мантийного диапира. Для их объяснения необходимо привлечь существование Северо-Анатолийского и гипотетического Трансэгейского разломов — левого и правого сдвигов и движения вдоль них. Эти сопряженные разломы и определяют, очевидно, границы выделяемой рядом исследователей Анатолийской микроплиты, смещающейся к западу относительно смежных микроплит под напором движущейся к северу Аравийской плиты. Таким образом, взаимодействие микроплит в районе Эгейского моря [Dewey, Sengör, 1979] вносит дополнительный усложняющий момент в его геодинамику.

10. Глубоководные впадины Восточного Средиземноморья

Глубоководная восточная часть Средиземного моря, очерченная двухсотметровой изобатой, как бы прижата к побережью Африки и Аравийского п-ова (стран Леванта). На западе она включает довольно четко обособленную Ионическую впадину, к которой с запада примыкает соизмеримое по ширине Пелагийское шельфовое плато с глубинами менее 1000 м, занимающее все пространство между Тунисом, Ливией и Сицилией и представляющее выступ Африканской платформы, рассеченной рифтовой системой Пантеллерии — Мальты северо-западного простирания. Ионическая впадина отделена от Пелагийского плато хорошо выраженным, особенно на севере, уступом, совпадающим, очевидно, с меридиональным разломом и получившим название Мальтийского, или Мисуратского (он сливается на Африканском континенте с грабеном Мисурата).

Северным ограничением Ионической впадины служит Мессинский конус (Калабрийский краевой вал, по Я. П. Маловицкому) с изрезанным рельефом, рассматриваемый как нагромождение гравитационных покровов, происходящих из Калабро-Сицилийской дуги (аналог покровов к западу от Гибралтара). На востоке Ионическую впадину ограничивает Средиземноморский вал, точнее, его северо-западная часть. Средиземноморский вал с отметками от 2,5 до 1,6 км — поднятие, сопряженное с Эллинским желобом, сопровождающее последний с юго-запада и юга и своей дугообразной формой повторяющее очертания этого желоба. Первоначально рассматривавшийся как аналог срединно-океанских хребтов, Средиземноморский вал ока-

зался структурой сжатия, т. е., очевидно, наиболее внешним и молодым фронтальным элементом альпийского пояса. В деформации сжатия и надвига здесь вовлечена наиболее верхняя часть мощного осадочного чехла. На юге Ионическая впадина продолжается в залив и грабен Сирта на севере Африканской платформы; напомним, что этот грабен начал формироваться в позднем мелу.

Ионическая впадина является самой обширной и глубокой из впадин Средиземноморья — ее глубина превышает 5 км и значительную площадь занимают глубины более 4 км. Эта площадь расположена на севере бассейна, имеет треугольные очертания и как бы зажата между почти смыкающимися дугами Мессинского конуса и Средиземноморского вала. Здесь установлено присутствие мессинских эвапоритов; они вскрыты бурением и в прилегающей части Средиземноморского вала.

Под эвапоритами должна залегать еще мощная толща отложений. В южной, более мелководной части бассейна, во впадине Сирта в ее состав несомненно входят мезозойские и, вероятно, палеозойские образования. Севернее можно предполагать возрастание мощности домессинского миоцена и утонение, если не выклинивание, более древних отложений (последнее — в случае если кора относится к океанскому типу). Следует отметить проявление молодого основного вулканизма в широтной полосе вдоль южной перифирии глубоководной (более 3 км) впадины, являющейся одновременно районом эвапоритонакопления в мессинии. Эта вулканическая гряда Вениング — Мейнеса (Медина) представляет, очевидно, восточное продолжение (ответвление) вулканической зоны рифтовой системы пересекающей Пелагийскую плиту. Пелагийская, или Мальтийская, по Я. П. Маловицкому, плита покрыта мощным фанерозойским чехлом, мощность которого достигает 11—13 км на юге плиты в крупной широтной Триполитанской впадине и сокращается до 6—8 км на севере (свод Керкена) и востоке (свод Иблеа).

Ионическая впадина продолжается на востоке в виде узкого (40—60 км) широтного канала глубиной более 2 км между Киренаикским выступом Африканского континента и поднятием Геродота на Средиземноморском валу. К востоку этот Ливийский прогиб расширяется и вырисовывается впадина Геродота глубиной более 3—4 км, относящаяся уже к морю Леванта. Впадина вытянута в восток-северо-восточном направлении и ограничена на северо-западе Средиземноморским валом, а на юго-востоке — далеко выдвинутым в море подводным конусом выноса Нила, влияние которого ощущается до Средиземноморского вала включительно. Мощность плиоценово-четвертичных осадков этого конуса достигает 4 км [Чумаков, Юцис, 1982]. Против вершины Нильского конуса зона больших глубин испытывает резкое сужение, но опять несколько расширяется к югу от Кипра, образуя впадину, которая называется либо Левантийской [Biju-Duval, Dercourt, 1980], либо Финикийской [Маловицкий, 1978] — см. гл. II. Эта впадина вместе со впадиной Геродота составляет морской бассейн, известный в нашей литературе как море Леванта, поэтому первую из них предпочтительнее называть Финикийской, хотя она и находится непосредственно у побережья Леванта. Подводная окраина последнего к настоящему времени довольно детально изучена и обнаруживает любопытные изменения вкрест и вдоль простирания. С юга на север шельф испытывает быстрое сужение, а континентальный склон Финикийской котловины — увеличение своей крутизны и обнаруживает все отчетливее выраженную разломную природу. Мощность осадочного чехла в пределах суши возрастает до 10—12 км, но за пределами континентальной окраины испытывает заметное уменьшение местами до 6 км. С этим совпадает переход от шельфовых, в основном карбонатных отложений к более глубоководным известково-глинистым. В зоне перехода развит барьерный риф. Эти изменения наиболее отчетливо выражены в юрских отложениях, но затрагивают очевидно, и более молодые

образования. В глубоководной котловине получают развитие мессинские эвапориты и в зоне континентального подножья установлены связанные с ними диапировые структуры [Ben Avraham, 1978]. Как вкрест простирания континентальной окраины, с востока на запад, так и вдоль нее, с юга на север происходит значительное нарастание силы тяжести, что может интерпретироваться как результат утонения консолидированной коры (и коры в целом) и ее приближения к океанскому типу. Некоторые исследователи [Ben Avraham et al., 1976] считают ее просто океанской, другие же, в том числе Я. П. Маловицкий — континентальной, но наиболее вероятно, что она принадлежит к промежуточному, субокеанскому типу.

Финикийская котловина ограничена на севере Кипрской дугой невулканического типа, которая на нее надвинута. Бен Аврахам считает дно этой котловины частью Синайской плиты (микроплиты), которая пододвинута под Кипрскую дугу. Этот поддвиг (субдукция) продолжается и в современную эпоху, судя по складчато-надвиговым деформациям новейших осадков к югу от Кипра [Biju-Duval, Dercourt, 1980, рис. 7] и наличию сейсмофокальной зоны, падающей под Кипр, но достигающей глубины лишь 100 км. Кипрская дуга является двойной — южная дуга проходит через хребет Троодос с его классическими офиолитами и продолжается в Сирии в районе Баэр-Бассит (хр. Курддаг), а северная, отделенная от южной прогибом Мессаория, соединяется подводным хребтом с горами Мизис в Турции; продолжением прогиба Мессаория здесь является Искандеронский прогиб. На западе Кипрская дуга кулисообразно подставляется (с юга) восточным окончанием Средиземноморского вала. Я. П. Маловицкий проводит здесь субмеридиональный разлом, разделяющий также Левантийскую и Финикийскую котловины, уходящий на севере в «угол Испарты» в районе Антальи, а на юге соединяющийся с Суэцким грабеном. Этот разлом и может являться западным ограничением Синайской микроплиты. В тылу Кипрской дуги, т. е. между Кипром и побережьем Анатолии, точнее, между дугой Кирении (внутренняя зона Кипра) и Таврской, находятся еще две относительно глубокие котловины Восточного Средиземноморья — впадина Антальи (глубина более 2 км) и Киликийская впадина (1 км); северо-восточным наземным продолжением Киликийской впадины является межгорный прогиб Аданы в юго-восточной Турции. Котловины Антальи и Киликийская занимают положение, аналогичное Критскому морю в тылу Критской дуги, т. е. принципиально отличное от положения Ионической и Левантийской впадин, находящихся перед фронтом альпийского пояса. Обе впадины, как и прогиб Аданы, выполнены мощной толщей неогеновых отложений, включающей мессинские эвапориты, с которыми связаны проявления диапиризма.

Возраст и происхождение основных бассейнов Восточного Средиземноморья — Ионического и Левантийского остаются сугубо дискуссионными. Одни исследователи считают их, подобно западносредиземноморским бассейнам, молодыми, практически миоценовыми, возникшими на континентальной коре и образовавшимися в результате ее глубокого погружения и океанизации. Другая группа исследователей рассматривает эти бассейны как реликты Тетиса или более южного, отделенного от Тетиса Апулийско-Анатолийским микроконтинентом океана — Мезогеи (Б. Бижю-Дюваль и др.), относя возникновение этого океана (путем рифтообразования и последующего спрединга) к началу юры.

Фактические данные показывают следующее.

Впадины Ионическая и Леванта несомненно образованы на северной периферии Африканского кратона, в зоне перехода к океану Тетис (в широком смысле), т. е. в пределах пассивной континентальной окраины. Континентальная кора в этих впадинах сильно редуцирована, переработана и по мощности консолидированной части и составу близ-

ка к океанской. Изменения фаций и мощностей осадков вкрест и вдоль простирания современной континентальной окраины Леванта свидетельствуют в пользу обособления этой системы впадин начиная с юры, т. е. более или менее одновременно с новообразованием Тетиса. Более древний возраст восточно-средиземноморских впадин по сравнению с западными подтверждается и низкими значениями теплового потока. Вместе с тем, по крайней мере на западе, этот глубоководный бассейн был отделен от собственно Тетиса Апулийским (Адриатическим) микроконтинентом. К западу от Мальтийского разлома этот микроконтинент отделяется от Пелагийско-Сицилийского выступа Африканского кратона, по существу, лишь Браданским прогибом — северо-западным продолжением Эллинского желоба. На востоке судьба Апулийской глыбы неясна — она может быть срезана трансформным разломом, могла первично выклиниваться, и тогда Праионическо-Левантийский бассейн должен был соединяться с Тетисом, могла оказаться перекрытой покровами внешних Эллинид и под этими покровами соединяться с Анатолийским микроконтинентом (самостоятельность которого признается не всеми). Определение тектонической породы Ионическо-Левантийской системы впадин — океанской или «субокеанской» — в значительной мере зависит от определения происхождения кипрских и северосирийских офиолитовых покровов и их аналогов в южной Анатолии — происходят ли эти офиолиты из этой системы впадин («Мезогеи») или имеют более северное происхождение, из собственно Тетиса? В первом случае, действительно, появляются серьезные основания считать Ионическо-Левантийский бассейн реликтом настоящего океана, сопоставимого с Тетисом s. stricto (что, однако, не дает еще основания считать его совершенно самостоятельным и независимым от последнего). Во втором случае таких оснований нет, но это не исключает того, что Ионическо-Левантийский бассейн может или мог обладать корой если не океанского, то субокеанского типа. Эта некомпенсированная осадконакоплением впадина вполне могла служить «ловушкой» для двигавшихся с севера офиолитовых покровов, как это наблюдалось в других регионах. Именно такой вариант представляется сейчас наиболее вероятным, а сам Ионическо-Левантийский бассейн следует, скорее всего, рассматривать как опущенный и, быть может, подвергшийся раздвигу блок пассивной континентальной окраины, что-то среднее между современными прогибом Роколл и Красным морем. К вопросу о возможном восточном продолжении этой системы мы еще вернемся в главе V.

Начиная со среднего миоцена, согласно Ж. Анжелье и К. Ле Пишону [Geologie des chaînes alpines, 1980], литосфера Ионическо-Левантийской системы впадин подвергается субдукции под Калабрийскую и Эгейскую дуги, и ее «океанская» часть на востоке уже оказалась поглощенной в процессе этой субдукции, чему соответствует и уменьшение глубины сейсмофокальной поверхности, а также затухание вулканизма от Калабрии к Кипру.

11. Некоторые выводы и проблемы

Попытаемся кратко подытожить здесь то, что нам более или менее достоверно известно относительно сложной истории развития Восточно-Средиземноморской области и наметить главные вопросы, требующие решения.

Представляется несомненным, что заложение Карпато-Балканской и Динаро-Таврской систем происходило в конце докембрия — начале палеозоя путем раскалывания и рифтинга в пределах достаточно зрелой континентальной коры, существовавшей здесь к рубежу 850 млн. лет. Эта кора могла быть раннедокембрийской, омоложенной в готскую и гренвильскую эпохи вместе со своим нижне- и среднерифейским платформенным чехлом (родопские мраморы и их аналоги), либо вновь со-

зданной в процессе ранне- и среднерифейского геосинклинального развития; последнее менее вероятно.

Первая генерация геосинклинальных систем региона хорошо представлена в Карпато-Балканской его части, где ее вещественное содержание выражено диабаз-филлитоидной серией Балканид и ее карпатскими аналогами. Остается открытым вопрос о ее присутствии в Динаридах — Эллинидах, где аналоги этих формаций могут быть обнаружены в зоне Вардара. От решения данного вопроса зависит и решение вопроса о том, представляли ли Сербско-Македонский и Родопский массивы в позднем рифее — кембрии еще периферию Гондваны или уже являлись самостоятельными микроконтинентами. Другой вопрос, который также связан с первым, — унаследована ли палеозойская эвгеосинклиналь Вардарской зоны от позднепротерозойской или являлась палеозойским новообразованием?

Достаточно очевидно, по перерыву, несогласию и скачку метаморфизма в основании ордовика (верхнего?) Карпато-Балканид, что развитие байкало-салаирской геосинклинали здесь закончилось аккрецией континентальной коры, но все же остается неясным, ликвидировала ли эта аккреция полностью все пространство с корой океанского типа, или осевая зона каледоно-герцинской геосинклинали непосредственно наследовала аналогичной зоне байкало-салаирской геосинклинали. Первое решение представляется мне более вероятным; из него следует, что каледоно-герцинская геосинклиналь возникла в результате новой фазы деструкции регенерированной континентальной коры.

Как бы то ни было, на каледоно-герцинском этапе (поздний ордовик — ранний карбон) достаточно отчетливо выступает существование двух эвгеосинклинальных зон, отвечающих будущим внутренним зонам Карпато-Балканид и Динаро-Эллинид и разделенных Бихорско-Родопской полосой микроконтинентов. Еще яснее, чем на предыдущем этапе, вырисовывается существование вулканических островных дуг в обрамлении Карпато-Балканской эвгеосинклинали. Замыкание обеих геосинклинальных систем началось в конце раннего карбона, но орогенный этап герцинского цикла значительно более ярко проявлен в Карпато-Балканской системе, чем в Динаро-Эллинской. В последней морские условия сохранялись в позднем палеозое, и не исключено, хотя и маловероятно, существование пространств с океанской корой, которое позволяло бы предполагать унаследованность киммерийско-альпийского Вардарского бассейна от герцинского. Мощный позднепалеозойский магматизм Карпато-Балканид может быть связан с субдукцией коры этого бассейна к западу и северу, но может являться и продуктом коллизии Гондванского и Евразийского континентов, что, на мой взгляд, более вероятно.

Вопрос об унаследованности может ставиться, однако, лишь в отношении зоны Вардара, т. е. Динаро-Эллинской системы. На площади будущих Карпато-Балканид в позднем палеозое и триасе господствовали континентальные условия, и триасовые моря были в общем эпиконтинентальными. В среднем триасе (ладине) и в Динаро-Эллинидах, и в Карпато-Балканидах появляются признаки рифтообразования и деструкции континентальной коры, а к концу триаса — началу юры оформляются бассейны с океанской корой — Трансильванский и Мелиатский. К этому же времени относится, вероятно, и возобновление спрединга в Вардарском бассейне и на его восточном продолжении в Анатолии. Несколько более молодой — позднеюрский возраст имеют, очевидно, Раховско-Северинский, Пьенинский и Мечек-Дебреценский бассейны. Так или иначе, в поздней юре рассматриваемый сегмент Тетиса уже представлял собой достаточно широкую и на значительных площадях глубоководную, с океанской корой акваторию.

Действительная ширина всего этого океанского бассейна и точная конфигурация и ширина отдельных его глубоководных впадин остаются однако, не известными и их выяснение составляет главную задачу бу-

дущих исследований. Оно требует в частности установления надежной корреляции между офиолитовыми зонами Альп, Западных, Восточных и Южных Карпат и Паннонской впадины, которая пока отсутствует. Глубоководные впадины разделялись микроконтинентами — Татранским, Бихорским (Тисия), Сербско-Македонским, но их первоначальное относительное расположение, несомненно, отличалось от положения в современной структуре. Особенно любопытно то обстоятельство, что Татранский блок, выдвинутый далеко на север, по ряду показателей— характеру фациального развития, палеомагнитным данным, фауне лейасовых брахиопод представляет продолжение Южных Альп и тяготеет к Адрии и, следовательно Африке, в то время как расположенный восточнее и южнее Бихорский блок вместе со всеми внутренними зонами Карпат по тем же показателям относится к Евразии. Это доказывает, что в период формирования складчатых сооружений микроконтиненты должны были испытать значительные смещения по сдвигам и развороты, и это, очевидно, служит причиной конечной сложной дугообразной формы северного фронта альпийского пояса в данном его сегменте, хотя некоторая дугообразность могла наметиться еще в конце герцинского этапа.

Наряду с основными глубоководными с океанской корой впадинами, по западной и южной периферии данного сегмента Тетиса существовал еще ряд глубоководных прогибов, раздвиг при становлении которых мог дойти, а мог и не дойти до новообразования океанской коры. Речь идет о Субпелагонийском (Малиакском) прогибе, о Пиндском, об их возможных аналогах на Кипре и в Анатолии (Памфильский прогиб). В первом случае они могли быть самостоятельным источником офиолитовых покровов, во втором случае — лишь являться местом накопления и сохранения, т. е. ловушкой для офиолитового материала. Решение вопроса осложняется тем, что масштабы раздвига при формировании этих (а также основных перечисленных выше) прогибов могли меняться по простиранию, и они могли переходить из категории зон с утоненной и переработанной континентальной (т. е. субокеанской) корой в зоны с настоящей корой океанского типа. Кроме того, в составе офиолитового материала, ныне заполняющего эти прогибы или непосредственно связанного с ними, могут быть как свои, автохтонные или паравтохтонные элементы, так и экзотические, аллохтонные. Все это требует дальнейшего детального изучения.

Переход от спрединга атлантического типа к спредингу с субдукцией, скучиванием и формированием островных дуг, вулканических и невулканических начался во внутренних зонах области на северо-западе в пределах Европы уже на рубеже юры и мела. Деформации сжатия затем распространялись к обоим форландам и на юго-восток, в Анатолию, охватив к концу мела все внутренние зоны будущих складчатых сооружений. В европейской части области основные складчато-покровные деформации закончились в позднем эоцене; в Анатолии и в наиболее внешних зонах европейских альпид и их передовых прогибах они продолжались до позднего миоцена, а против изгиба Карпат в Румынии — и в плиоцене. Не случайно этот последний район остался единственным, кроме Эгейской дуги, районом активной субдукции в современную эпоху. Позднемеловые и позднеэоценовые деформации с обдукцией офиолитов сопровождались глаукофановым метаморфизмом, не известным для более ранних этапов развития области; причина этих отличий остается не выясненной.

В течение времени с середины сенона и до середины миоцена закончилось поглощение океанской коры путем субдукции или обдукции, и дальнейшее сжатие пояса и скучивание осуществлялось уже в результате субдукции коры переходного типа, в частности, в основании флишевого бассейна Внешних Карпат. Именно в этот период, вероятно, окончательно сформировалась Карпатская дуга, выдвижению которой к востоку способствовали правосдвиговые смещения вдоль широтного разлома между Восточными и Южными Карпатами. Наложенный ха-

рактер дуги отчетливо проявлен срезанием ею северо-западного продолжения структур Добруджи, образование которых закончилось в середине раннего мела.

Масштаб покровных перемещений в Карпато-Балканской системе возрастает к северу от Балкан к Западным Карпатам, а в Динаро-Таврской, напротив, к югу, достигая максимума в Критской дуге. С этим совпадает появление в тылу Карпатской дуги Паннонского, а в тылу Эгейской дуги — Эгейского мантийного диапира. Вместе с тем, как указывалось выше, попытки придать автономное, не связанное с субдукцией значение этому явлению и даже объяснить им само покровообразование являются несостоятельными, хотя пример Эгейского диапира показывает, что его растекание могло привести к дополнительному изгибу соответствующей дуги.

По периферии обоих диапиров, а частично и в их пределах в неогене — квартере мощно проявился известково-щелочной магматизм, в центре Паннонско-Трансильванской впадины сменяемый щелочно-базальтовым. Если в случае Эгейского района этот вулканизм естественно объясняется продолжающейся субдукцией океанской или субокеанской коры моря Леванта, в случае Паннонско-Трансильванского региона речь должна идти уже о коллизии континентальных блоков Евразиатской плиты с Татранским и Бихорским микроконтинентами, и в целом вопрос требует дальнейшего изучения.

Сама сложность, мозаичность современного строения внутренних зон Восточно-Средиземноморской области указывает на сложность взаимных перемещений отдельных микроконтинентальных блоков внутри этого сегмента альпийского пояса [Беэр, 1982; Burchfiel, 1980][1]. Этой сложности противостоит простота внешних контуров пояса, взаимодействующих с основными плитами — Евразиатской и Африкано-Аравийской, указывающая, что при рассмотрении эволюции пояса в целом к нему вполне применимы общие принципы тектоники плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981.

Беэр М. А. Карпаты и Динариды в мезозое. — Геотектоника, 1983, № 2, с. 58—70.

Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, Наукова думка, 1978.

Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев, Наукова думка, 1980.

Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М., Наука, 1978.

Geologie des chaines alpines issues de la Tethys. — Mem. BRGM, No. 115, 1980.

Sandulescu M. Analyse geotectonique des chaines alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. Ann. Inst. Geol. Geophys., LVI, Bucarest, 1980, p. 5—54.

Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. Bratislava: Geol. Ust. D. Stura, 1973.

Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava. 1974.

Карпаты

Баженов М. Л., Буртман В. С. О природе северной дуги Карпат. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 3, с. 681—685.

Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. Киев, Наукова думка, 1980.

Глушко В. В., Круглов С. С. Главнейшие особенности строения и развития Украинских Карпат. М., ВИЭМС, 1979. 54 с.

Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины. М., Недра, 1971.

Хаин В. Е., Беэр М. А., Бызова С. Л. Вопросы тектонической истории Карпат в свете новых представлений о развитии геосинклиналей. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 3, с. 3—20.

Andrusov D. Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpaten Bratislava: SAV, 1968, 188 c.

[1] В работе Барчфила справедливо обращается внимание на дифференциальные перемещения отдельных пластин коры, нередко в противоположном направлении. Это перекликается с новейшими идеями А. В. Пейве о расслоенности литосферы.

Balla Z., Baksa C. F., Foldessy et al. The tectonic setting of the ophiolites in the Bukk Mountains (North Hangary). — Geol. zborn., 1980, t. 31, N 4, c. 465—493.

Burchfiel B. C. Eastern European alpine system and the Carpathian orocline as an example of collisional tectonics. — Tectonophys., 1980, v. 63, p. 31—61.

Cioflica I., Savu H., Nicolae I., Lupu M., Vlad S. Alpine ophiolitic compleres in South Carpathions and South Apreseni Mountains. Carp. — Balc. Geol. Assoc., XII congr., Guide to Excursion A-3. Bucarest, 1981, c. 1—80.

Grecula P., Vazarova A., Vozar J. Characteristic of lithotectonic profiles in Geotraverse «C», West Carpathians (Czechoslovakia). IGCP Project 5, Newsletter N 3, 1981, p. 77—79.

Kräuther H. G. Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. — Ann. Inst. Geol. Geophys., LVII, Bucarest, 1980, p. 229—296.

Misik M. Pieneny Klippen belt and the global tectonics model. — In: Czechosl. Geol. a. Clobal Tecton., Bratislava, 1979, p. 89—101.

Schuster A. C. Consideratii asupra evolutiei domenilui danubian — Carpatii Meridionali. Dari seama sadint. Inst. geol. Tecton. Si geol. reg., 1971 (1972), v. 58, p. 151—171.

Sandulescu M. Essai de synthese structurelle des Carpathes Bull., Soc. geol. Fr., 1975, t. XVIII, fasc. 3, p. 299—358.

Tollmann A. Die alpidische Gebirgslildungs Phasen in den Ostalpen und Westkarpathen. — Geol. Forsch., Hf. 21, 1966.

Балканиды

Геодинамика на Балканите. София, Техника, 1980. 165 с.

Гочев П. М. Мястото на Странджа в алпийската структура на Балканския полуостров. Сп. Бълг. геол. др-во, 1979, № 1, с. 27—46.

Дачев Х. Й. Продолжение геологических структур Балканского полуострова в Черном море. Geol. Balcan., 1977, t. 7, № 4, p. 95—106.

Структурно-тектонические особенности Нижне-Камчийского прогиба в связи с перспективами нефтегазоносности/Л. А. Брюкнер, Х. Й. Дачев, Т. Б. Добрев и др. — В кн.: Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. София, Изд-во Болг. АН 1980, с. 157—165.

Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Stanisheva-Vassileva G. Late Cretaceous high-potassium volcanism in eastern Srednaqorie. Bulgaria. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, № 3, p. 439—447.

Gocev P. M. Modele pour une nouvelle synthèse téctonique de la Bulgarie. XXI Congr. Ass. geol. Carp. — Balkanique, 1981.

Западные Понтиды

Bingöl E. Evolution geotectonique de l'Anatolie de l'Ouest — Bull. Soc. Geol. Fr., 1976, t. 18, N 2, p. 431—450.

Fourquin C. L'Anatolie du NW, marge méridionale du continent européen histoire paléogéographique, tectinoque et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire. — Bull. Soc. Geol. Fr., 1975, t. 17, N 6, p. 1058—1070.

Динариды — Эллиниды

Aubouin J. Des tectoniques superposées et de leur signification per rapport aux modèles geophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, neotectonique. — Bull. Soc. Geol. Fr., 1973, t. 15, p. 426—460.

Aubouin J., Blanchet R., Cadet J. P. et al. Essai sur la geologie des Dinarides. — Bull. Soc. Geol. Fr., 1970, t. 12, p. 941—1129.

Aubouin J., Bonneau M., Davidson J. et al. Esquisse structurale de l'are egéen externe des Dinarides aux Taurides. — Bull. Soc. Geol. Fr., 1976, t. 18, p. 327—336.

Baumann A., Best G., Wachendorf H. Die alpidischen Stockwerke der südlichen Ägäis. Geol. Rdsch., 1977, Bd. 66, S. 492—522.

Blanchet R. De l'Adriatique an Bassin pannonique: essai d'un modèle de chaine alpine. — Mem. Soc. geol. Fr., 1974, N 120, 172 p.

Chorowicz J., Geyssant J., La paleofaille transformante Split—Karlovac—Vienne. Introduction a un modele d'evolution des chaines alpines de l'Europe mayenne. — Rev. Geogr. phys. Geol. dyn., 1976, v. XVIII, f. 1, p. 127—142.

Ciric B. Ophiolithe und Probleme der Melange in der Dinariden Jugoslawiens. — Jahrb. dtsch. geol. Ges, 1975, Bd. 127, s. 7—8.

Dewey J.—F., Sengör A. M. C. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergence Zone. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1979, v. 90, N 1. p. 1, p. 84—92.

Dimitrijevic M. D., Dimitrijevic M. N. Olistostrome mélange in the Yugoslavian Dinardes and Late Mesozoic plate tectonics. — J. Geol., 1973, v. 81, p. 328—340.

Ferrière J. Etude geologique d'un secteur des zones helleniques internes subpelagonienne et pelagonienne (massif de l'Othrys, Grece continentale). — Bull. Soc. geol. Fr., 1974, t. 16, p. 543—562.

Grubić A. Yugoslavia. An outline of geology of Yugoslavia. Excursions 201A and 202C. 26-e Congres Geologie International Guidebook 15. Paris—Belgrad, 1980, p. 5—49.

Hynes A. J., Nishet E. G., Smith A. G. et al. Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othrys region (Eastern Central Greece). — Z. dtsch. geol. Ges., 1972, Bd. 123, S. 455—468.

Jacobshagen V., Durr S., Kockel F. et al. Structure and evolution of the Aegean region. In: Alps, Apennines, Hellenides. Stuttgart: Schweizerbart, 1978, p. 337—564.

Karamata S. The geological evolution of the area of Yugoslavia. — In: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia. Beograd Univ., 1975, p. 109.

Makris J. Geophysical investigations of the Hellenides. Hamburger Geophysikalischen Einzelschriften, Hf. 34, Hamburg, 1977, 124 p.

Zimmerman J. J., Ross J. V. Structural evolution of the Kardar root zone, northern Greece. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, p. 1547—1550.

Тавриды

Brinamann R. Geology of Turkey. Stattgart F. Enke, 1976, 158 c.

Brunn J. H., Argyriadis J., Ricou L. E. et al. Elements majeurs de liaison entre Hellenides et Taurides. — Bull. Soc. geol. Fr., 1976, t. 18, N 2, p. 481—497.

Brunn J. H., Dumont J. F., Graciansky P. Ch. de et al. Outline of the Geology of Western Taurids. — In: The geology and history of Turkey, 1971, p. 225—256.

Gutnic M., Monod O., Poisson A., Dumont J. F. Geologie des Taurides Occidentales (Turquie). — Mem. Soc. geol. Fr., 1979, N 137, 122 p.

Robertson A. H. F., Woodcock N. H. Tectonic setting of the Troodos massif in the eastern Mediterranean. Ophiolites. Proceed. Int. Ophiol. Symp., Cyprus, 1979(1980), p. 36—49.

Паннонская впадина

Николаев В. Г. Донеогеновые комплексы и глубинная структура Паннонского бассейна. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., 1981, с. 263—271.

Николаев В. Г. Строение неогеново-антропогенового чехла Паннонского бассейна. — Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1980, т. 54, вып. 6, с. 104—115.

Balla Z. Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: a new synthesis. — Tectonophys., 1982, v. 88, p. 61—102.

Dimitrescu R. Hypotheses sur la structure du soubassement du secteur sud-oriental de la Depression Pannonique. — Revue Roum. Geol., Geophys., Geogr., ser. géol., 1981, t. 25, p. 31—36.

Horvath F., Onuoha K. M., Vörös A. Plate tectonics of the western Carpatha, Pannonian region: a worving hypothesis. Acta geol. Acad. Sci. hung., 1977, v. 21, № 4, p. 207—221.

Sclater J. G., Royden L., Horvath F. et al. The formation of the intra-carpathian basins as determined from subsidence data. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1980, v. 51, p. 139—162.

Впадины Восточного Средиземноморья

Чумаков И. С., Юцис В. В. Плиоцен-четвертичные бассейны Восточного Средиземноморья. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 56, вып. 6, с. 14—21.

Bein A., Gvirtzman G. A Mesozoic fossil edge of the Arabian plate along the Levant coastline and its bearing on the evolution of the Eastern Mediterranean. — In: Structural geology of the Mediterranean basins. P., Technip, 1977, p. 95—110.

Ben Avraham Z. The structure and tectonic setting of the Levant continental margin, Eastern Mediterranean. — Tectonophys., 1978, v. 46, p. 313—331.

Ben Avraham Z., Shoham Y., Ginzburg A. Magnetic anomalies in the Eastern Mediterranean and the tectonic setting of the Eratosthenes seamount. — Geoph. J. R. Astron. Soc., 1976, v. 45, p. 105—123.

Biju—Duval B., Dereourt J. Les bassins de la Mediterranée orientale representent-ils les restes d'un domaine océanique, la Mesogée, ouvert au Mesozoique et distinct de la Tethys? — Bull. Soc. geol. Fr., 1980, t. XXII, N 1, p. 43—60.

Le Pichon X., Angelier J. The Hellenic are and trench system: a ney to the neotectonic evolution of the Fastern Mediterranean area. — Tectonophys., 1979, v. 86, p. 45—67.

Morelli C. Eastern Mediterranean: geophysical results and implication. — Tectonophys., 1978, v. 46, p. 333—346.

Papazachos B. C., Comminakis P. E. Deep structure and tectonics of the Eastern Mediterranean. — Tectonophys., 1978, v. 46, p: 285—296.

The Ocean basins and margins, v. 4A, Eastern Mediterranean. N.Y. a. L.: Plenum Press, 1977. 503 p.

Глава IV

КРЫМСКО-КАВКАЗСКО-КОПЕТДАГСКАЯ АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА И ЗАКАВКАЗСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

Эта система простирается от Добруджи до Бадхыза в общем запад-северо-западном направлении на расстоянии около 2200 км почти прямолинейно, со слабой выпуклостью к северу. Ее основными звеньями являются Северная Добруджа (раннекиммерийское сооружение), Горный Крым, Большой Кавказ и Копетдаг (рис. 35). Современная структура системы возникла начиная с олигоцена, включив наряду с собственно альпийскими, т. е. мезозойско-раннепалеогеновыми геосинклинальными прогибами, и более древние элементы — киммерийские, герцинские и даже байкальские. Альпийские прогибы отвечают полосе окраинных морей южной периферии Евразийского континента; от основного океанского бассейна Тетиса их отделял Понтийско-Закавказский микроконтинент, охватывавший Мизийскую плиту, Черноморскую впадину, Закавказский срединный массив, Южнокаспийскую впадину и Закаспийский (Западно-Туркменский) срединный массив. Этот микроконтинент был, по существу, впервые выделен Ю. Вильзером еще в 1928 г. Таким образом, Крымско-Кавказско-Копетдагская система находится вне основного ствола альпийского пояса Евразии и представляет его северную побочную ветвь, наиболее близко примыкающую к главному стволу в районе своего восточного окончания. Это и послужило причиной рассмотрения системы в особой главе.

Отдельные звенья системы разделяются поперечными погружениями, частично опущенными ниже уровня моря — северо-западной части Черного моря, Керченско-Таманским, Апшероно-Прибалханским. Северная Добруджа являлась частью данной системы лишь на герцинском и киммерийском этапах ее развития. На герцинском этапе, этапе существования Палеотетиса Крымско-Кавказско-Копетдагская система

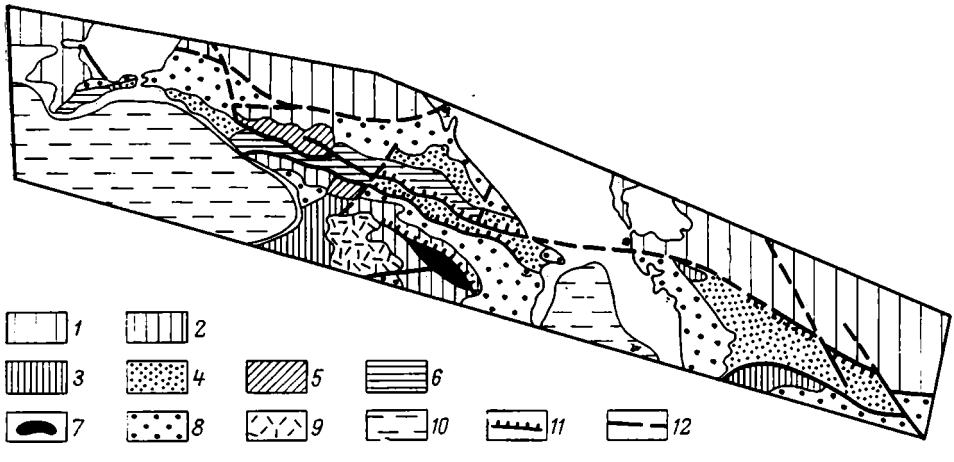


Рис. 35. Схема тектоники Крымско-Кавказско-Копетдагской складчатой системы и Северного Закавказья.

1 — платформы; *2* — срединные массивы; *3* — то же, с интенсивно деформированным чехлом; *4* — внешние, в том числе флишевые зоны; *5* — герцинские ядра с альпийской переработкой; *6* — внутренние зоны с киммерийской переработкой; *7* — офиолиты; *8* — молассы; *9* — молодые вулканиты (N+Q); *10* — глубоководные впадины с субокеанской корой; *11* — надвиги; *12* — прочие крупные разломы

не была еще изолированной. На западе она смыкалась с Карпатской системой (Восточные Карпаты), на востоке — с Гиндукушско-Северопамирско-Куньлунской системой, а на севере распространялась до древней Восточно-Европейской платформы. При регенерации геосинклинальных условий в раннем мезозое связь с Восточными Карпатами удерживалась лишь в палеогеографическом, но не в тектоническом смысле, а после раннекиммерийского тектогенеза в начале юры система сохранилась лишь на отрезке от Горного Крыма до Восточного Копетдага, благодаря замыканию триасовых прогибов Северной Добруджи и Северного Афганистана. В этих границах от Одесско-Синопской и до Урало-Оманской зоны разломов и развивалась Крымско-Кавказско-Копетдагская система в течение альпийского этапа.

Южное ограничение Крымско-Кавказского-Копетдагской геосинклинальной системы — Понтийско-Закавказский срединный массив также рассматривается в этой главе, включая всю северную часть Малого Кавказа, а также наложенные на массив Черноморскую и Южнокаспийскую глубоководные впадины с корой субокеанского типа. На юге Понтийско-Закавказский массив граничит по разломам с Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоной и ее юго-восточным продолжением. Эта зона относится уже к основному стволу альпийского пояса (Тетиса) и будет охарактеризована в следующей главе.

2. Горный Крым

Складчато-глыбовое сооружение Горного Крыма занимает крайнюю южную часть Крымского п-ова, составляя полосу восток-северо-восточного простирания длиной порядка 150 км и шириной до 50 км (рис. 36). Морские исследования подтвердили давнее предположение,

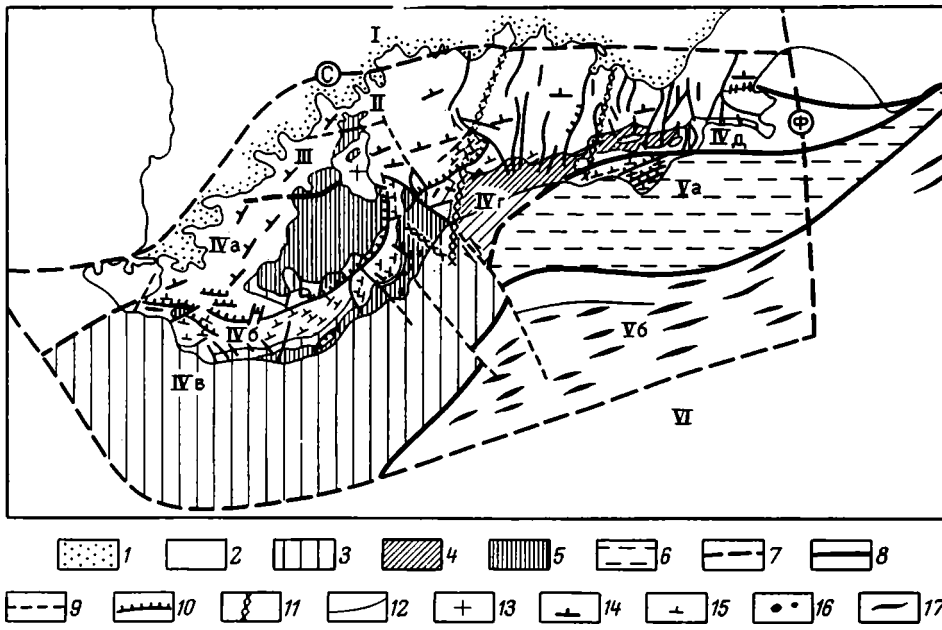


Рис. 36. Схема тектоники Горного Крыма (по С. Л. Бызовой, с дополнениями, и по Ю. Г. Моргунову и А. Ф. Лимонову, Л. Б. Мейснеру и Д. А. Туголесову).

1—6 — структурные этажи: *1* — альпийский орогенный, *2*—позднекиммерийский послескладчатый, *3*—раннекиммерийский послескладчатый, *4* — раннекиммерийский геосинклинальный, *5* — ранне-позднекиммерийский геосинклинальный, *6* — альпийский геосинклинальный; *7—11* — разрывы: *7* — региональные (С — Симферопольский, Ф — Феодосийский), *8* — зональные, *9* — местные, *10* — надвиги, *11* — по данным ГСЗ; *12* — границы этажей; *13—15* — условия залегания в породах послекиммерийского этажа: *13* — субгоризонтальное, *14* — пологомоноклинальное, *15* — крутое, *16* — диапировые складки с ядром из глин майкопской серии; *17* — интрузивные тела.

Структурно-фациальные зоны и подзоны: I — Скифская плита (Зуйский выступ); II — Битакская зона, III — Лозовская зона, IV — Горнокрымская зона: IVа — Качинская подзона, IVб — Бешуйская подзона, IVв — Южнобережная подзона, IVг — Восточнокрымская подзона, IVд — Карадагская подзона; V — область альпийской складчатости: Va— Судакская зона, Vб — зона диапировых складок; VI — Черноморская плита

что значительная южная часть сооружения опущена под уровень Черного моря; ее ширина почти равна ширине наземной его части. Однако в западном направлении Крымское сооружение протягивается в море еще не более чем на 50 км, ограничиваясь разломом северо-западного простирания. На востоке структура Горного Крыма обрезается близдолготным разломом, проходящим несколько восточнее Феодосии; по этому разлому собственно крымские складки погружаются под олигоцен-четвертичные молассы, слагающие Керченский п-ов — западную половину Керченско-Таманского поперечного прогиба, отделяющего Горный Крым от Большого Кавказа. Северное ограничение Горного Крыма образует разлом, протягивающийся со стороны моря к Севастополю в широтном направлении, между Севастополем и Симферополем меняющий свое простирание на северо-восточное, а к востоку от Симферополя снова приобретающий широтное направление; несколько северо-восточнее Феодосии он сходится с разломом, ограничивающим Горный Крым с востока. Наконец, на юге подводная часть Крымского сооружения отделена от глубоководной котловины Черного моря разломом, проходящим в подножье континентального склона. Существенное значение в структуре Горного Крыма имеет еще субмеридиональная, точнее север-северо-западная флексурно-разломная зона, прослеживающаяся от Симферополя к Алуште и далее в море. Развитие разделенных этой зоной сегментов Крымского сооружения и их внутреннее строение заметно различаются. Только перед восточным сегментом возник передовой прогиб — Индольский, который к востоку сливается с Западно-Кубанским прогибом Кавказа и вместе с последним переходит на юге между Феодосией и Анапой в Керченско-Таманский поперечный прогиб.

Основополагающими по геологии и, в частности, тектонике Горного Крыма являются работы М. В. Муратова и его сотрудников (1969, 1973 гг.). Определенное значение сохраняют идеи, высказанные более ранними исследователями Горного Крыма А. С. Моисеевым (1935 г.) и В. Ф. Пчелинцевым (1962 г.). В последние годы происходит некоторый пересмотр устоявшихся воззрений, главным образом в двух направлениях — признание значительной, даже ведущей роли не альпийских, а более древних — киммерийских деформаций в становлении структуры Крыма [Славин, 1969; Бызова, 1980], а также установление проявления здесь крупных горизонтальных смещений — надвигов и сдвигов [Казанцев, 1981; Моргунов и др., 1979; Терехов, 1979; Мейсснер, Туголесов, 1981].

Главный геосинклинальный комплекс Горного Крыма — таврическая серия триаса — лейаса. Это мощная темноцветная граувакково-аргиллитовая толща, сочетающая черты аспидной и флишевой формаций, большей частью интенсивно смятая в мелкие (десятки — сотни метров в поперечнике), реже более крупные складки, с преобладающей южной вергентностью. Вертикальная мощность таврического комплекса, установленная геофизическими методами, составляет 4—6 км на суше и в море. Он подстилается комплексом с граничной скоростью продольных волн равной 5,8—6,0 км/с и смят явно дисгармонично по отношению к поверхности этого комплекса, испытывающей лишь крупные и пологие изгибы (рис. 37). Возраст «дотаврического» комплекса по сопоставлению с Равнинным Крымом может быть либо герцинским, либо байкальским; напомним, что зеленые сланцы рифейского возраста вскрыты бурением на небольшой глубине в районе Симферополя.

Весьма вероятно, что таврический комплекс перекрывает древнее основание не просто дисгармонично, но тектонически, будучи надвинут на него с юга, как это и предполагает Ю. В. Казанцев. Это подтверждается, в частности, широким развитием тектонитов вдоль северного фронта выходов таврической серии. Правда, в некотором противоречии с предположением о перемещении таврического комплекса к северу на-

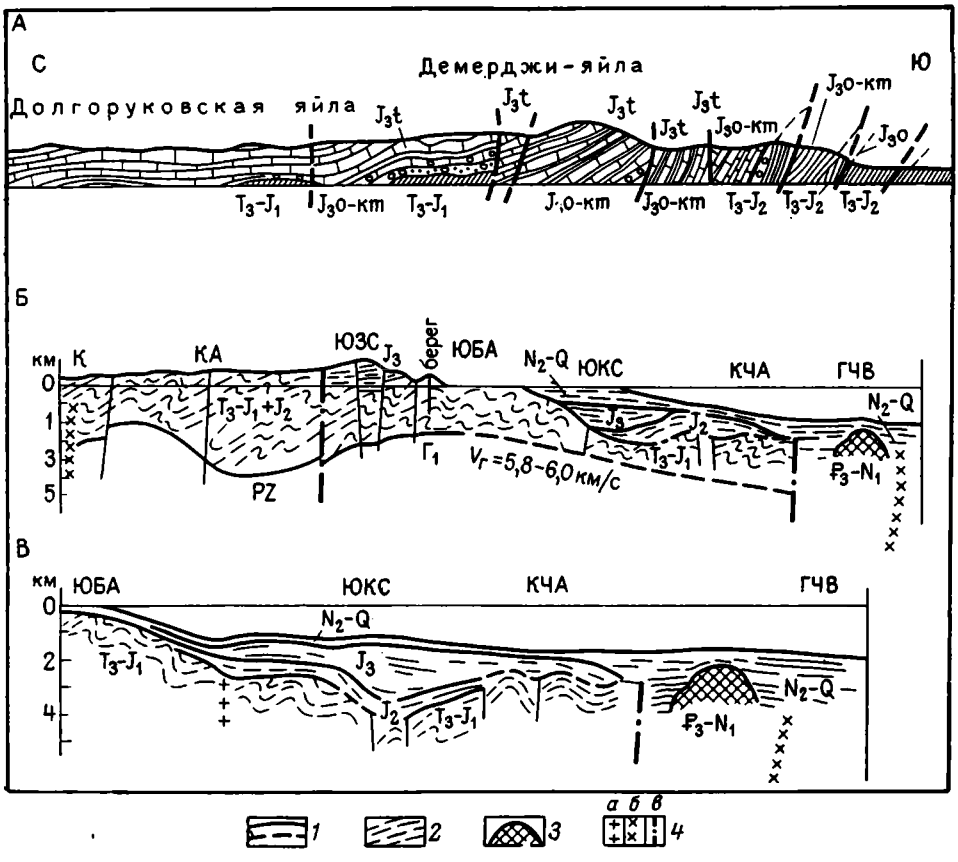


Рис. 37. Геологический профиль (А) через западную часть Восточного Крыма (по С. Л. Бызовой) и геолого-геофизические профили (Б, В) через Западный Крым и его подводную окраину (по Ю. Г. Моргунову и др.).

Профиль Б: *1* — границы стратиграфических подразделений (уверенные и предполагаемые); *2* — границы (отражающие площадки) внутри стратиграфических подразделений; *3* — отложения майкопской серии и диапировые структуры в них; *4* — разрывные нарушения, активно проявившиеся в мезозое—кайнозое (*а* — дорифейские, *б* — рифейские, *в* — мезозойские; датировка сомнительна. — *В. Х.*). ЮЗС — Юго-Западный синклинорий, КА — Качинский антиклинорий, ЮБА — Южнобережный антиклинорий, ЮКС — Южнокрымский синклинорий (по М. В. Муратову. — *В. Х.*), КЧА — Крымско-Черноморский антиклинорий, ГЧВ — глубоководная Черноморская впадина, Г — гранитный слой

ходится преобладание южной вергентности в пределах последнего, но это может найти свое объяснение в последующих деформациях, связанных со становлением Горно-Крымского орогена.

С достаточно резким несогласием на таврическом комплексе, который по возрасту деформаций можно считать раннекиммерийским, залегает комплекс средне- и верхнерифейских отложений — позднекиммерийский. Отложения этого комплекса в западном сегменте Горного Крыма лежат большей частью довольно полого с общим наклоном к северу от полосы выходов таврической серии южного берега. Исключение составляет Битакский прогиб на крайнем севере, на границе с Симферопольским поднятием, где одноименная толща средней юры представлена грубообломочными породами и залегает с вертикальным или даже опрокинутым к северу падением. Среднеюрская часть комплекса представлена мелководной песчано-глинистой формацией с подчиненными основными вулканитами, верхнеюрская — мощной рифогенной формацией на юге, в обрывах Яйлы, замещаемой формацией слоистых известняков в северном направлении. Рифовая толща образует здесь Главную гряду Крымских гор; ее нижний контакт со средней юрой и таврической серией тектонический, с надвиганием к югу. На крайнем западе, в районе Байдарских ворот, в понижениях рельефа, возможно

отвечающих тектоническим окнам, появляются флишевые образования верхов юры — низов неокома.

Начиная с поперечной зоны Симферополь — Алушта и далее к востоку получает развитие конгломератовая фация верхней юры. Наряду с конгломератами и известняками в восточном сегменте Горного Крыма в составе верхней юры большую роль, чем в западном, играет флиш. В отличие от западного сегмента, средне- и верхнеюрский комплекс здесь достаточно интенсивно и притом согласно деформирован, образуя, по М. В. Муратову, антиклинории и синклинории, а по мнению Ю. В. Казанцева, даже систему тектонических покровов. С юга, в области внешней части подводной окраины континента восточный сегмент Горного Крыма окаймлен зоной развития глинистой майкопской серии, несогласно перекрытой неоген-четвертичными отложениями и дающей в них диапировые внедрения, достигающие поверхности дна [Моргунов и др., 1979; Мейснер, Туголесов, 1981]. Аналогичная зона намечается и вдоль юго-западной периферии подводной окраины. Дотриасовый фундамент здесь уже не прослеживается, но от центральной части глубоководной впадины зона диапировой складчатости отделена еще одним разломом. Простирание этой зоны восток-северо-восточное.

Структура двух нижних комплексов Горно-Крымского сооружения дополнительно и существенно усложнена целой системой густо расположенных поперечных разрывов сбросо-сдвигового характера, простирающихся преимущественно в северо-западном направлении в западном, и в меридиональном направлении в восточном сегменте. Особенно густой эта сеть разрывов становится близ Феодосии, при приближении к Феодосийскому глубинному разлому.

Третий, верхний структурный комплекс Горного Крыма включает меловые и нижнепалеогеновые отложения, начиная с готерива, причем готерив-аптские образования занимают еще промежуточное положение между средним (J_{2+3}—K_1b+v) и верхним комплексами и распространены спорадически, а разрез собственно верхнего комплекса часто начинается непосредственно с альба или сеномана, который, как и готерив, залегает на более древних образованиях с резким несогласием. В отличие от нижнего и среднего, верхний комплекс представляет собой уже шельфовую карбонатную формацию платформенного типа. Залегает эта формация в общем полого моноклинально, образуя две куэсты, известные в качестве Второй (Предгорной) и Третьей (Внешней) гряд Крымских гор. Верхнемеловая — нижнепалеогеновая моноклиналь простирается на западе между Севастополем и Симферополем в северо-восточном направлении, а на востоке, между Симферополем и Феодосией, — в широтном, облекая триасово-юрское ядро Крымского сооружения. На востоке, особенно начиная с района Белогорска, структура верхнего комплекса заметно усложняется: нижний мел возрастает в мощности и смят в пологие складки, эоцен залегает на мелу трансгрессивно, поперечные разломы пересекают весь комплекс, доходя до подошвы олигоцена.

Расположенный к востоку от Феодосийского разлома Керченский п-ов в своей южной (юго-западной) части представляет северное крыло глубоко опущенной периклинали Горно-Крымского сооружения, сложенное в основном майкопской серией олигоцена — низов миоцена и обрамленное в рельефе Парпачским гребнем — куэстой известняков низов среднего миоцена. В отложениях майкопской серии вырисовывается четыре цепочки узких крутых антиклинальных поднятий восток-северо-восточного, почти широтного простирания, разделенных значительно более широкими и пологими синклиналями. Парпачский гребень простирается в широтном направлении, но затем поворачивает к югу, образуя изгиб на погружениях складок периклинали Горного Крыма. К северу от Парпачского гребня, на севере полуострова простирается продолжение Индоло-Кубанского прогиба, а к востоку, в крайней юго-восточной части полуострова начинается наиболее глубо-

кая часть Керченско-Таманского поперечного прогиба. Как здесь, так и на севере развиты мелководные отложения среднемиоценового и более молодого возраста, а майкопские глины выступают вдоль разрывов в диапировых ядрах брахиантиклинальных складок, имеющих на севере широтное, а на юго-востоке северо-восточное простирание. Как те, так и другие продолжаются по другую сторону Керченского пролива аналогичными, но более погруженными структурами Таманского п-ва.

Как отмечалось, основной вопрос тектоники Горного Крыма относится к возрасту этого складчатого[1] сооружения — является оно киммерийским или альпийским? Представляется, что правильный ответ на этот вопрос содержится в работе С. Л. Бызовой [1981]. Как отмечает этот автор, северная большая, по крайней мере на западе, часть Горного Крыма, включающая северный склон Крымской Яйлы, после средней юры не испытала сколько-нибудь значительных деформаций сжатия, т. е. действительно относится к киммеридам. При этом на западе интенсивно проявлено как раннекиммерийское, предсреднеюрское, так и позднекиммерийское складко- и разрывообразование. На востоке (граница проходит по разлому Симферополь — Алушта) раннекиммерийское несогласие затухает, по крайней мере на побережье, где контакт между таврической серией и средней юрой может непосредственно наблюдаться, зато отчетливо проявлена предтитонская фаза позднекиммерийских дислокаций. К ней здесь относится образование Карадагского надвига. К югу от последнего, в Судакской зоне практически вся юра деформирована единообразно и достаточно интенсивно, слагая систему чешуй южной вергентности; этот контраст между северной и южной зонами хорошо виден на профиле рис. 37. Судакскую зону С. Л. Бызова сопоставляет с флишевой зоной южного склона Большого Кавказа, что достаточно вероятно.

Таким образом, с юга на север и отчасти с запада на восток в Горном Крыму происходит омоложение возраста основных деформаций. Это омоложение продолжается в пределах подводной окраины Горного Крыма и Керченского п-ова (начиная с района Феодосии), где деформации охватывают уже отложения палеогена и низов миоцена, т. е. становятся позднеальпийскими. Следовательно, Горный Крым является не просто киммерийским и не просто альпийским, а киммерийско-альпийским сооружением с преобладанием только киммерийских дислокаций на западе и альпийских на востоке. В эпоху первых он, очевидно, был теснее связан с Добруджей, в эпоху вторых — с Большим Кавказом.

Глубинная структура Горного Крыма характеризуется [В. Соллогуб и Н. Соллогуб, 1977] в общем повышенной мощностью земной коры, достигающей 50—58 км в западной части горного сооружения; на востоке она снижается до 45—47 км, но в районе Феодосии вновь возрастает до 50—52 км. В пределах подводной окраины происходит снижение мощности коры до 40—30 км; мощность эта понижается и в направлении Керченского пролива.

На продольном профиле Севастополь — Керчь в верхней части коры на глубинах от 7—9 км на западе и 22 км на востоке четко фиксируется поверхность, отождествляемая с кровлей докембрийского фундамента, прослеживаемого со стороны Украинского щита. В том же профиле отмечается несколько зон глубинных разломов, в том числе Симферопольско-Алуштинская и Феодосийская. Любопытно, что разломы наклонены навстречу друг другу — западные к востоку, восточные — к западу. Два названных выше разлома проявляются в изменении фаций юрских и меловых отложений и обладают, вероятно, сдвиговой компонентой — левые сдвиги, [Расцветаев, 1977; Бызова, 1980]; первый из них, кроме того, контролирует среднеюрский магматизм.

---

[1] Именно складчатого, а не горного, ибо горное сооружение Крыма является, естественно, позднеальпийским.

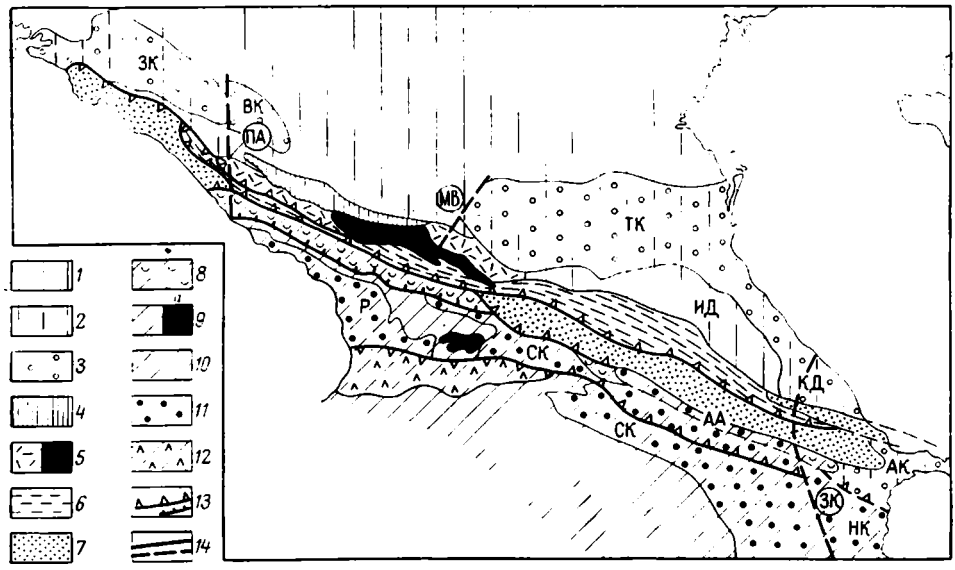


Рис. 38. Тектоническая схема Большого Кавказа и Северного Закавказья.

1 — Предкавказская плита, включая зону Известнякового Дагестана — ИД; *2* — то же, под молассами; *3* — передовые прогибы: ЗК — Западно-Кубанский, ВК — Восточно-Кубанский, ТК — Терско-Каспийский, КД — Кусаро-Дивичинский, АК — Апшероно-Кобыстанский периклинальный прогиб; *4* — зона Передового хребта; *5* — зона Главного хребта Центрального Кавказа, *5а* — выступ кристаллического комплекса; *6* — сланцевая зона южного склона Центрального и Главного и Бокового хребтов Восточного Кавказа; *7* — флишевые зоны Западного и Восточного Кавказа; *8* — Гагра-Джавская и Кахетино-Вандамская зоны; *9* — Закавказский срединный массив, *9а* — выступы фундамента на поверхность; *10* — то же, под молассами; *11* — межгорные прогибы: Р — Рионский, СК — Среднекуринский, НК — Нижнекуринский, АА — Алазано-Агричайский; *12* — Аджаро-Триалетская зона; *13* — надвиги и взбросо-надвиги; *14* — крупные поперечные флексурно-разломные зоны (буквы в кружках): ПА — Пшехско-Адлерская, ЗК — Западно-Каспийская, МВ — Минераловодская

3. Большой Кавказ

Альпийская складчатая система Большого Кавказа простирается на 1300 км в ЗСЗ — ВЮВ направлении от Таманского п-ова до Апшеронского п-ова при ширине 100—150 км. С севера ее сопровождает прерывистая цепочка передовых прогибов, состоящая из Западно-Кубанского (Индоло-Кубанского, если учитывать крымское продолжение), Восточно-Кубанского, Терско-Каспийского и Кусаро-Дивичинского прогибов; последний с равным основанием может рассматриваться как периклинальный. На участке между Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским прогибами Большой Кавказ непосредственно смыкается с Предкавказской плитой.

На юге Большой Кавказ граничит с Закавказским срединным массивом, на который на востоке наложен Куринский, а на западе Рионский межгорные прогибы. В промежутке между этими прогибами, а также к югу от них, в северной части Малого Кавказа образования массива выступают на поверхность, причем на северо-западе и юго-востоке на них наложены вторичные Аджаро-Триалетская и Талышская складчатые зоны, примыкающие с юга соответственно к Рионскому и Куринскому прогибам.

Большой Кавказ и Северное Закавказье изучаются уже на протяжении более полутораста лет. Основы понимания их структуры и истории были заложены А. П. Герасимовым, В. П. Ренгартеном, А. И. Джанелидзе, И. Г. Кузнецовым, К. Н. Паффенгольцем, Л. А. Варданянцем, Н. Б. Вассоевичем, В. В. Белоусовым в 30—40-е годы. Более современными сводками являются тома «Геологии СССР» (том IX, Северный Кавказ, 1968; том X, Грузинская ССР, 1964; том XLVII, Азербайджанская ССР, 1972; том XLII, Армянская ССР, 1970), книги Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963 г.), а также геология Большого Кавказа (1976 г.) под редакцией Г. Д. Ажгирея.

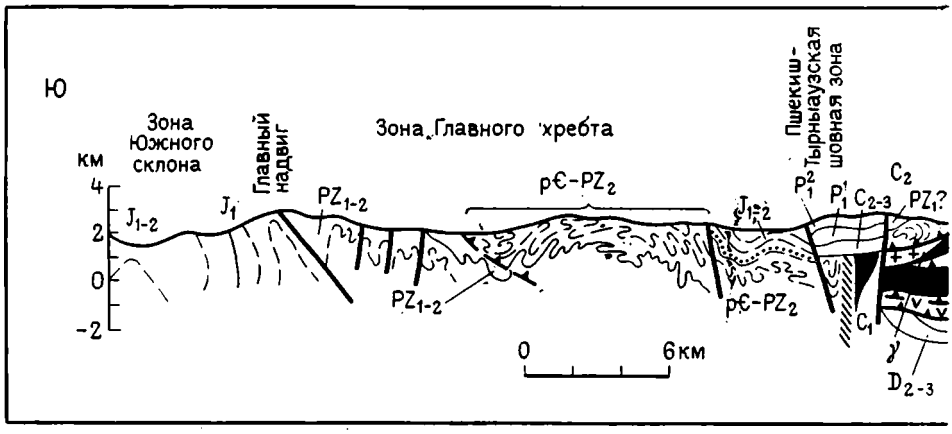
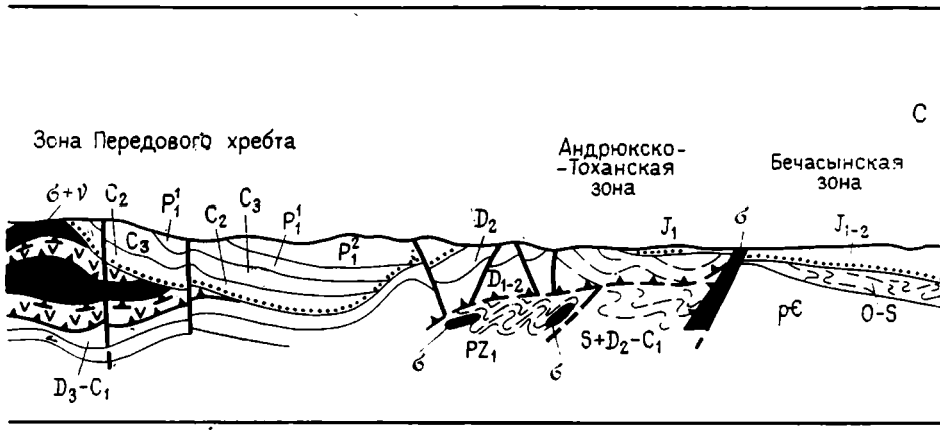


Рис. 39. Геологический профиль через Центральный Кавказ (по Е. В. Хаину)

Структура Большого Кавказа (рис. 38) отличается отчетливой сегментированностью. Двумя главными сегментами являются Центральный Кавказ, примерно от Майкоп-Туапсинского шоссе до Военно-Грузинской дороги, и Восточный Кавказ, от Военно-Грузинской дороги до нижнего течения р. Самур. К западу от Центрального Кавказа лежит Северо-Западный Кавказ, к востоку от Восточного Кавказа — Юго-Восточный Кавказ, более узкие и с высотами, как правило, не достигающими 4 км. Сегменты разделены поперечными флексурно-разломными зонами, на юго-западе уходящими в Черное море, а на севере — в Предкавказье и даже в пределы Русской плиты.

Центральный Кавказ. В поперечном сечении этого сегмента Большого Кавказа выделяется четыре главных зоны (рис. 39). Наиболее северной из них — зоне северного склона отвечает северный пологий склон горного сооружения, заканчивающийся на юге куэстами Пастбищного и Скалистого хребтов, сложенными соответственно верхнемеловой и верхнеюрской карбонатными формациями. Отложения начиная с верхней юры и кончая палеогеном залегают полого моноклинально с северным падением, образуя так называемую Северокавказскую моноклиналь. По составу это типично шельфовые образования с обильной фауной — доломитизированные известняки мальма — валанжина, песчаники, глины, известняки-ракушечники готерива — альба; несколько более глубоководными (внешний шельф) являются отложения турона — эоцена — мелоподобные известняки и мергели турона — сенона, мергели и карбонатные глины палеоцена — эоцена; последние содержат богатую фауну планктонных фораминифер («фораминиферовые слои»). В районе Кавказских Минеральных Вод эта простая структура осложняется появлением группы лакколитов и других магматических диапиров, сложенных гранит- и граносиенит-порфирами конца миоцена — начала плиоцена и выраженных в рельефе горами-одиночками, с обнаженными (Бештау, Железная и др.) или необнаженными (Машук и др.) магматическими ядрами. На севере, примерно вдоль линии ж. д. Ростов — Баку Северокавказская моноклиналь сопрягается со Ставропольским сводом Предкавказской (Скифской) плиты через широтную синклинальную депрессию, сложенную глинистой майкопской серией олигоцена — низов миоцена, местами непосредственно перекрытой крайне мелководным морским плиоценом — акчагылом (вдоль депрессии, вероятно, проходил один из проливов, связывавших плиоценовый Черноморский бассейн с Каспийским).

На юге рассматриваемой зоны, в той ее части, которая нередко выделяется в самостоятельную Бечасынскую или Лабино-Малкинскую зону, обнажаются более древние образования вплоть до гнейсов и кристаллических сланцев чегемской свиты с возрастом



870 млн. лет (К/Ar метод) и зеленых сланцев хасаутской свиты; для последней по акритархам устанавливается рифейский, очевидно верхнерифейский возраст, первая также является скорее всего рифейской, ибо заметного несогласия между ними не установлено. Трансгрессивно и несогласно на хасаутской свите залегает уже почти не метаморфизованная молассоидная урлешская свита, первоначально рассматривавшаяся как вендская, теперь же, скорее, как ордовик-нижнесилурийская (Л. Д. Чегодаев). Неясным остается положение по отношению к этой свите валунов известняков со среднекембрийской фауной, обнаруженных в бассейне р. Малки много лет назад. Стратиграфически выше урлешской свиты залегает толща аргиллитов с прослоями известняков с фауной верхнего силура. В тектоническом контакте с силуром на левобережье р. Малки выступают серпентинизированные, покрытые мезозойской корой выветривания ультрабазиты, находящиеся, очевидно, в аллохтонном залегании, что подтверждается данными геофизики. Все эти образования прорываются красными верхнепалеозойскими гранитами, пользующимися здесь широким распространением (помимо обнажений, они вскрыты многочисленными скважинами). В верховьях Малки и Подкумка (притоки Баксана и Кумы), на главном поперечном перегибе всего Большого Кавказа, уходящем в Ставропольский свод, почти непосредственно на этих гранитах, через пачку их дресвы залегают базальные горизонты мела. Западнее и восточнее появляются юрские отложения — аргиллиты и песчаники нижней и средней юры, известняки, доломиты и гипсы верхней. На уровне лейаса эти отложения в бассейне Кубани являются угленосными и вмещают пластовые интрузии долеритов. Выше в верхнем лейасе распространены покровы и дайки андезитов и трахиандезитов.

В западной части зоны в структуре ее доверхнеюрского основания существенную роль играет продольный, широтный Черкесский разлом, к северу от которого возрастает мощность нижне- и среднеюрских отложений. К пересечению этим разломом поперечного поднятия и приурочены лакколиты Пятигорья. На западе ограничением зоны служит поперечная Пшехская флексурно-разломная зона, протягивающаяся западнее г. Майкопа, на востоке — аналогичная Лысогорская зона, прослеживающаяся восточнее г. Нальчика. Она отделяет северную зону Центрального Кавказа от западной центроклинали Терско-Каспийского прогиба; на ее южном продолжении в позднем плиоцене происходили извержения кислой магмы в долинах Чегема и Баксана.

Зона северного склона Центрального Кавказа отделена крупным разломом от следующей к югу зоны Передового хребта, в свою очередь отделенной от зоны Главного хребта еще более значительным Пшекиш — Тырныаузским разломом. Зона Передового хребта по послесреднеюрским образованиям представляет со-

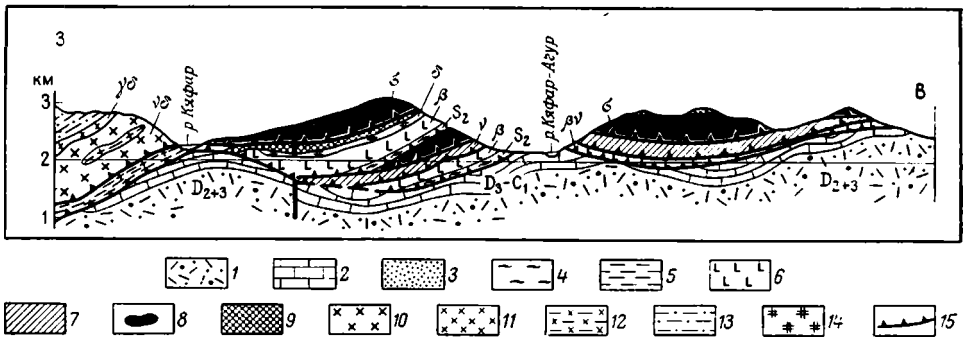


Рис. 40. Геологический профиль Передового хребта в бассейне рек Кяфар и Кяфар-Агур (по Е. В. Хаину).

1 — средне-верхнедевонские туфоконгломераты и туфы; *2* — известняки, филлиты и зеленые сланцы фамена — турне; *3* — средний карбон; *4* — зеленые сланцы и филлиты тебердинской свиты (S?); *5* — биотитовые гнейсы; *6* — базальтовые порфириты, спилиты, диабазы; *7* — габбронды; *8* — серпентинизированные гипербазиты; *9* — амфиболиты; *10* — габбро-диориты; *11* — тоналиты; *12* — двуслюдяные гранат-кварц-плагиоклазовые сланцы; *13* — двуслюдяные гранат-ставролитовые, гранат-силлиманитовые сланцы; *14* — сиенит-диориты; *15* — поверхности надвигов

бой горст, приподнятый по отношению к обеим смежным зонам; по отложениям средней и нижней юры, полого дислоцированным — ступень, промежуточную между этими зонами; по верхнепалеозойским молассовым образованиям — сложный синклинорий, разбитый крупными разрывами и, наконец, по среднему палеозою — сложнейшую покровную структуру (рис. 40), выявленную лишь когда обнаружилось, что глинистые сланцы, полого залегающие на турнейских известняках, содержат силурийские граптолиты. В строении покровных пластин, перемещенных с юга на север, участвуют (снизу вверх) силурийские сланцы с олистостромами, заключающими офиолитовый материал, породы офиолитовой ассоциации, досилурийской и, скорее всего, доордовикской, включая плагиограниты, нижнепалеозойские (?) метаморфические сланцы, происходящие, очевидно, из зоны Главного хребта. Эти покровы надвинуты на паравтохтон и представлены островодужной ассоциацией девонского ($Д_2$—$Д_3^1$) возраста, подстилаемой терригенной формацией континентального склона ($Д_1$—$Д_2$) и перекрываемой терригенно-карбонатной формацией фамена — турне шельфового типа. Возраст покровообразования послетурнейский — преднамюрский, так как молассовый неоавтохтон начинается с запечатывающей покровную структуру континентальной слабоугленосной сероцветной молассы намюра — среднего и верхнего карбона, за которой следует красноцветная грубообломочная моласса перми и, возможно, низов триаса. Молассовые толщи выполняют наложенные грабен-синклинали, а на водоразделах Передового хребта сохранились останцы чехла нижне- и среднеюрских морских терригенных отложений, вполне сходных с развитыми севернее в Бечасынской зоне. Эти соотношения свидетельствуют, что зона Передового хребта, как и зона северного склона первоначально принадлежали эпигерцинской платформе, и лишь в неогене были втянуты в общее воздымание Большого Кавказа. На востоке зона Передового хребта практически выклинивается в бассейне р. Чегем в связи со схождением ограничивающих ее разломов и погружением под верхнеюрскую моноклиналь, поворачивающую здесь на юго-восток.

В смежной с юга зоне Главного хребта метаморфический комплекс, составляющий основание эпигерцинской платформы, поднят на высоту до 4 км над уровнем моря и претерпел достаточно интенсивные альпийские деформации. Возраст этого комплекса заведомо доверхнепалеозойский, так как он насыщен гранитами верхнепалеозойского возраста, а по южному обрамлению и на восточном погружении несогласно перекрыт морским обломочно-известняковым верхним палеозо-

ем, начиная со среднего карбона. В составе комплекса выделяют две основные серии пород. Нижняя из них, метатерригенная сложена слюдяными сланцами и парагнейсами, верхняя — на востоке слюдяными и амфиболовыми плагиогнейсами, порфиритоидами, метаконгломератами с галькой плагиогранитов, кварц-слюдяных сланцев и мраморов, а на западе биотит-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами. В этой последней серии на востоке были найдены обломки криноидей, т. е. она является заведомо послекембрийской; нижняя серия может иметь более древний возраст, вплоть до верхнерифейского, о чем косвенно свидетельствуют единичные радиометрические (Rb/Sr метод) датировки. Важное значение имеет то обстоятельство, что в области развития верхней серии известны сильно тектонизированные тела ультрабазитов, габброидов и плагиогранитов, представляющих, вероятно, расчлененные реликты офиолитовой ассоциации. Это заставляет подозревать, что и в зоне Главного хребта герцинский комплекс обладает покровной структурой; такое предположение уже высказывалось (по другим мотивам) Г. И. Барановым, но конкретная расшифровка этой структуры представляет, очевидно, еще дело будущего.

В альпийском тектоническом плане герцинский гранитно-метаморфический комплекс выступает в виде чешуй с внутренней валообразной или купольной структурой, разделенных узкими щелевидными синклиналями, выполненными сланцево-диабазовой формацией лейаса — аалена. Северные крылья этих синклиналей обычно срезаны и перекрыты надвигами гранитно-метаморфического комплекса. Возраст деформаций определяется как послеааленский, но доверхнеюрский, поскольку и на западе (район гор Фишт и Оштен), и на востоке (бассейны рек Чегем и Черек) образования зоны Главного хребта уходят под практически моноклинальный покров верхнеюрских карбонатных образований. Однако уже давно высказывались предположения, что это налегание является не стратиграфическим, а тектоническим, и теперь это представляется довольно вероятным.

На юге зона Главного хребта полого надвинута (шарьирована) на зону южного склона; видимая амплитуда этого надвига в районе горы Штавлер составляет до 15 км, но истинная должна быть намного больше, так как под надвиг уходят, простираясь наискось к его фронту, разные подзоны южного склона; амплитуда надвига возрастает к западу. На западе параллельно фронту надвига в его висячем боку простирается Санчаро-Кардывачский габбро-диорит-гранитовый интрузивный комплекс батского возраста, аналогичные интрузии известны и в зоне южного склона. Восточнее мелкие тела позднеплиоценово-четвертичных гипабиссальных гранитоидов местами пересекают линию надвига.

Зона южного склона сложена тремя комплексами отложений, имеющими очень значительную суммарную мощность. Нижний комплекс — дисская серия — обнажен начиная со среднего девона и охватывает непрерывный разрез морских терригенных с резко подчиненными прослоями известняков отложений до верхов перми или низов триаса включительно, т. е. без следов герцинских несогласий. Вулканогенные образования в этом разрезе присутствуют лишь на уровне среднего (?) девона. Породы дисской серии имеют общую мощность до 7 км и претерпели метаморфизм низших ступеней зеленосланцевой фации. На поверхности они обнажаются в ядрах двух крупных поднятий — антиклинориев, Верхне- и Нижнесванетских, расположенных кулисообразно с общим северо-западным простиранием.

Средний комплекс образован мощной грауваккoво-сланцевой (аспидной) формацией лейаса — доггера, залегающей с довольно резким несогласием и скачком метаморфизма на палеозое (и триасе?), слагая крылья Сванетских антиклинориев. Верхний комплекс, согласно следующий за средним, включает карбонатно-терригенную флишевую формацию верхней юры и нижнего мела, выполняющую синклинорий, располо-

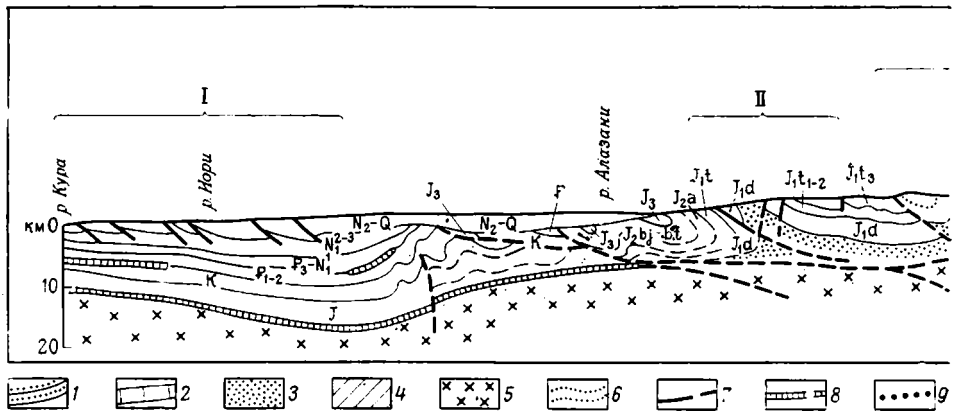


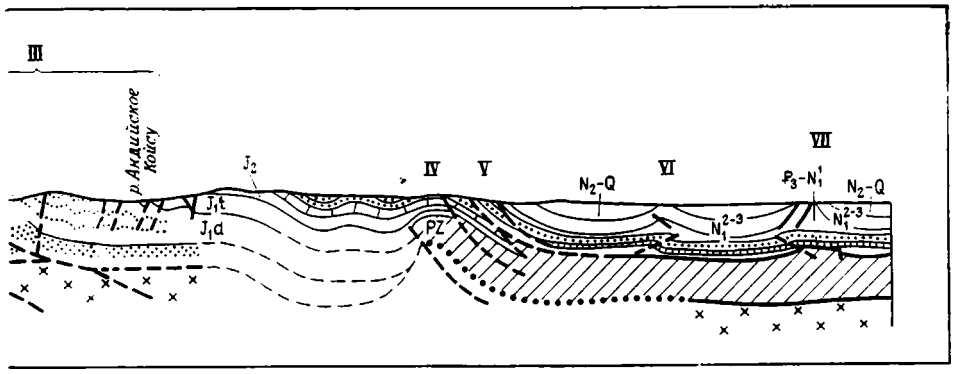
Рис. 41. Геолого-геофизический разрез через Восточный Кавказ и Предкавказье (по Г. В. Краснопевцевой и В. И. Шевченко, с изменениями И. П. Гамкрелидзе и В. Е. Хаина).

1 — меловые отложения; *2* — верхнеюрские отложения; *3* — плинсбахские и доюрские ($PZ_{2+3}+T?$) отложения Восточного Кавказа; *4* — герцинский складчатый комплекс Предкавказья; *5* — кристал-

женный между зоной Главного хребта и Сванетской антиклинорной зоной. Этот флишевый синклинорий расширяется и углубляется к востоку и суживается к западу, в конце концов исчезая под надвигом Главного хребта. Внутренняя структура флишевого синклинория носит изоклинально-чешуйчатый характер с общей южной вергентностью. На западе вся зона южного склона представлена лишь узкой полосой интенсивно деформированного лейаса — аалена.

Наиболее южной зоной Центрального Кавказа является Гагра-Джавская зона, представляющая одновременно северную окраину Закавказского срединного массива, от основного тела которого она отделена крупной флексурно-разломной зоной. В лейасе — аалене Гагра-Джавская зона была вовлечена в интенсивное прогибание с накоплением флишоидной терригенной формации общей с широко распространенной на Большом Кавказе. Формация эта смята в мелкие складки, с некоторым несогласием перекрытые порфиритовой формацией байоса, характерной для срединного массива и образующей уже значительно более крупные и пологие складки. В синклиналях сохранились угленосные лимнические отложения бата и лагунные верхнеюрские красноцветы, замещаемые на западе, в районе Гагра — Сочи мощными рифогенными известняками. Разрез заканчивается шельфово-карбонатным нижним мелом.

Восточный Кавказ. Основная часть восточной половины складчатого сооружения Большого Кавказа представляет продолжение зон Главного хребта и южного склона Центрального Кавказа. Более северные зоны скрываются здесь под молассами Терско-Каспийского передового прогиба с глубиной по фундаменту до 10—12 км. В центральной части этого прогиба, возможно на продолжении Черкесского и Пшекиш-Тырныаузского разломов в конце плиоцена возникли выраженные в рельефе антиклинальные зоны Терского и Сунженского хребтов, осложненные взбросо-надвигами, направленными в основном к югу (рис. 41). Это двойное поднятие сопровождается с севера широтным прогибом вдоль нижнего течения р. Терек, а на юге отделяется от Большого Кавказа двумя широкими и плоскими впадинами — Кабардинской и Осетинской. В южном крыле этих впадин и на северном склоне Восточного Кавказа выступают отложения палеогена, мела и верхней юры, на западе, в Кабарде и Осетии слагающие узкую полосу Скалистого хребта, а на востоке, в Чечено-Ингушетии и Дагестане — широкое нагорье Известнякового Дагестана. Эти образования перекрывают продолжение северной полосы зоны Главного хребта Центрального Кавказа; в



лический (байкальский) фундамент, переработанный в герцинском цикле; *6* — слоистость; *7* — разломы; *8* — сейсмические границы; *9* — предполагаемое положение подошвы герцинского комплекса. I — Мирзаанская впадина; II — Антиклинорий Главного хребта; III — Антиклинорий Бокового хребта; IV — Варандинская антиклиналь; V — Черногорская моноклиналь; VI — Новогрозненская антиклиналь; VII — Брагунская антиклиналь; надвиги (цифры в кружках): *1* — Главный Кавказский, *2* — Тляротинский

ядре Варандинской антиклинали к югу от г. Грозного скважиной под лейасом вскрыты отложения морской верхней перми, аналогичные известным на восточном погружении палеозойского ядра зоны Главного хребта, в Горной Осетии.

Структура зоны северного склона Восточного Кавказа изменяется по простиранию — от простой моноклинальной в Кабарде через чешуйчато-надвиговую в Северной Осетии и Ингушетии до коробчато-сундучной в Известняковом Дагестане, но с сохранением взбросо-надвигов в полосе палеоген-миоценового обрамления. К востоку от р. Сулак складки Известнякового Дагестана изменяют простирание на юго-восточное, зеркало складчатости утрачивает горизонтальное положение и изгибается на северо-востоке в антиклинорий с выходом на поверхность из-под трансгрессивного баррема ааленских слоев, а на юго-западе в синклинорий, шарнир которого воздымается к юго-востоку, приводя к полному размыву меловых и почти полному — верхнеюрских отложений с сохранением на поверхности песчаников байоса.

Центральное поднятие Восточного Кавказа сложено мощной песчано-сланцевой формацией лейаса — аалена с покровами спилитов и порфиритов, силлами и дайками диабазов и габбро-диабазов и изредка пикритов, с одной стороны, гранодиорит- и гранит-порфиров — с другой. Возраст этой вулкано-плутонической ассоциации аален-байосский. В зоне перехода от Центрального Кавказа к Восточному, в Северной Осетии, где обнажаются базальные горизонты юры (плинсбах), с ними оказывается связанной более кислая андезит-дацитовая формация, сопровождаемая мелкими гипабиссальными телами гранодиорит- и гранит-порфиров. В целом, однако, все эти магматические образования занимают резко подчиненное место на фоне монотонной песчано-сланцевой толщи, смятой в бесконечное число мелких прямых складок и разбитой кливажем. На этом фоне удается все же различить три крупных структурных элемента — горст-антиклинории Бокового и Главного хребтов и разделяющий их узкий грабен-синклинорий. На крайнем западе в ядрах антиклинориев местами выступают верхи палеозоя и триас (?). Антиклинорий Главного хребта полого надвинут к югу на зону южного склона, сложенную двумя согласно залегающими формациями — песчано-сланцевой формацией верхнего лейаса — доггера и флишевой формацией верхней юры — мела — низов палеогена, очень значительной мощности. Первая выступает в северной подзоне, вторая — в южной; обе они очень интенсивно смяты в изоклинально-чешуйчатые складки южной вергентности, причем флишевая формация образует несколько покровных пластин, испытавших перемещение на десятки километров к югу.

С юга зона южного склона ограничена Кахетино-Вандамским краевым поднятием — гомологом Гагра-Джавской зоны Центрального Кавказа. Подобно последней, наиболее древними здесь являются песчано-сланцевые отложения лейаса — аалена, перекрытые порфиритовой серией байоса, на которой в свою очередь трансгрессивно залегает флишевая серия титона — альба. Особенностью восточной, собственно Вандамской части зоны является развитие в верхнем альбе — сеномане мощной вулканогенной толщи субщелочного андезито-базальтового состава с комагматичными ей интрузиями щелочных габброидов. Аналогичная интрузия известна на западе, в Кахетии. Альб-сеноманские вулканиты сменяются вверх по разрезу кремнисто-карбонатным туроном-кампаном, на котором трансгрессивно, с глыбовым конгломератом в основании залегают маастрихтские калькарениты. Верхний мел, опять же трансгрессивно перекрывается фораминиферовыми мергелями эоцена. В Кахетии в верхнем эоцене развита мощная олистостромовая толща [Леонов, 1975]. В общем разрез Кахетино-Вандамского поднятия отличается чередованием формаций, характерных либо для геосинклинали Большого Кавказа (лейас-аален, титон-альб), либо для Закавказского срединного массива, а также обилием перерывов. На востоке Кахетино-Вандамское поднятие погружается под трансгрессивный олигоцен, местами сохранившийся и на западе, где это поднятие надвинуто на северный борт Куринского молассового прогиба. Само поднятие здесь характеризуется, подобно смежной флишевой зоне, покровной структурой, в то время как на востоке его строение относительно простое (крупные складки).

Юго-Восточный Кавказ. К востоку от нижнего течения р. Самур происходит значительное сужение и ступенчатое погружение складчатой системы Большого Кавказа. Практически вся зона Известнякового Дагестана уходит под периклинальный Кусаро-Дивичинский прогиб, кулисообразно подставляющий Терско-Каспийский и, подобно последнему, уходящий в Каспийское море, где их разделяет Самурское седло. От антиклинория Бокового хребта остается узкая и прерывистая полоска поднятий, в ядрах которых почти до самого берега Каспия (гора Бешбармак) выступают среднеюрские отложения. Эта зона поднятий надвинута к северу на южное крыло Кусаро-Дивичинского прогиба. Юрское ядро антиклинория Главного хребта погружается под трансгрессивный мел западнее, чем антиклинорий Бокового хребта. Разделяющая их синклинальная зона развития шельфово-карбонатного мальма одновременно также погружается под толщу несколько более глубоководных, с горизонтами олистостромов меловых образований. На юге погружение антиклинория Главного хребта надвинуто вдоль восточного продолжения Главного надвига Восточного Кавказа на восточное же продолжение флишевой зоны южного склона. Последняя и здесь сохраняет еще достаточно сложное строение с надвигами и отдельными шарьяжами, перемещенными к югу. Южная часть флишевой зоны и продолжение Кахетино-Вандамского поднятия погружаются под олигоцен-неогеновые, в основном глинистые образования Шемахино-Кобыстанского прогиба, отделенного на юге крупной зоной надвига от Куринского межгорного прогиба. Наиболее глубокая восточная часть Шемахино-Кобыстанского прогиба, выполненная мелководными плиоценовыми отложениями, сливается с районом развития тех же отложений на Апшеронском п-ове и составляет вместе с последним единую Апшероно-Кобыстанскую периклинальную депрессию, образующую северо-западное обрамление обширной и глубокой Южнокаспийской впадины.

Северо-Западный Кавказ. Погружение Большого Кавказа к западу идет сначала быстрее, а затем медленнее, чем на востоке, и также осуществляется отдельными ступенями вдоль поперечных флексурно-разломных зон, главными из которых являются Пшехско-Адлерская, Туапсинская и Анапская. Первая из них определяет погружение доальпийс-

кого кристаллического ядра складчатого сооружения; вместо него роль осевого поднятия принимает на себя сложенный нижне- и среднеюрской черносланцевой толщей Гойтхский антиклинорий, возникающий на продолжении зоны южного склона Центрального Кавказа. Этот антиклинорий, в свою очередь, в полосе Туапсинской флексуры погружается под несогласно залегающий нижний мел. На юге параллельно Гойтхскому антиклинорию простирается флишевая зона южного склона, подобно аналогичной зоне южного склона Восточного Кавказа состоящая из шарьяжей, перемещенных к югу. Один из таких покровов — Воронцовский оказался переброшенным через поднятие Ахцу-Кацырха, к которому приурочен верхнеюрский барьерный риф и который представляет западное окончание Гагра-Джавской зоны Центрального Кавказа; он гомологичен краевому Кахетино-Вандамскому поднятию Восточного Кавказа. Основная же часть Гагра-Джавской зоны погружается под олигоцен-миоценовую песчано-глинистую молассу Адлерского периклинального прогиба, уходящего далее к западу в акваторию Черного моря. Воронцовский покров в районе Сочи частично перекрывает и молассу Адлерского прогиба.

На северном склоне вдоль Пшехско-Адлерской полосы также происходит замещение рифовых фаций мальма флишевой толщей, продолжающейся и в мелу и выполняющей Абино-Гунайский синклинорий. Эта северная флишевая зона, обладающая значительно более простой структурой, чем южная, развивается на западном продолжении зоны Главного хребта Центрального Кавказа. Более северные зоны центрального сегмента Большого Кавказа погружены здесь под Западно-Кубанский передовой прогиб, выполненный мощной олигоцен-четвертичной молассой. Южным ограничением этого прогиба служит Ахтырский разлом — продолжение Пшекиш-Тырныаузского разлома. В полосе Ахтырского разлома развиты узкие, опрокинутые и надвинутые к северу складки флишевого мела и нижнего палеогена, несогласно перекрытые моноклинально залегающим олигоцен-миоценом южного крыла Западно-Кубанского прогиба. Эти складки отделены широкой и плоской депрессией от протягивающейся от Темрюка к Краснодару пологой доверхнеплиоценовой антиклинали с диапировым майкопским ядром. Северное крыло прогиба построено просто и осложнено лишь надразломными флексурами и очень пологими, платформенного типа поднятиями.

К западу от Туапсинской поперечной полосы северная и южная флишевая зоны сливаются воедино, а осевая часть складчатого сооружения маркируется выходами верхнеюрского флиша. Структура южной флишевой зоны упрощается, покровы исчезают, хотя в общем она остается построенной сложнее северной, с господством узких, осложненных надвигами линейных антиклиналей, сложенных глинистой толщей нижнего мела, и более широких синклиналей, распадающихся по верхнему мелу на брахисинклинали (в северной зоне это начинается восточнее). Преобладание южной вергентности в южной зоне, северной — в северной придает здесь общей структуре сооружения веерообразную форму. По мере движения к западу большая часть зоны южного склона срезается берегом Черного моря и уходит в пределы подводной окраины континента, где, сохраняя стиль строения, несогласно перекрывается маломощным олигоцен-неогеном. Между Туапсе и Новороссийском ширина покрытой морем части южного крыла Большого Кавказа достигает 50—60 км [Терехов, 1979]. С юго-запада эта зона вместе с продолжением Адлерского прогиба ограничена разломом, продолжающим разлом южного ограничения Гагро-Джавской зоны, т. е. северную границу Закавказского срединного массива.

К западу от Анапской флексуры складчатая система Большого Кавказа погружается под олигоцен-четвертичную молассу Керченско-Таманского поперечного прогиба, отделяющего Большой Кавказ от Горного Крыма. Этот прогиб выполнен в основном мощ-

ными глинистыми отложениями майкопской серии и миоцена, а несогласно залегающий мелководный плиоцен имеет небольшую мощность и прерывистое распространение. Ось прогиба проходит через Керченский пролив. Цепочки брахиморфных складок таманской части прогиба развиваются на продолжении складок южного борта Западно-Кубанского прогиба, имеют запад-юго-западное, «крымское» простирание и с этим простиранием частично продолжаются в пределы Керченского п-ова, частично же уходят в акваторию Черного моря. В общем складки Тамани как бы обтекают западную периклиналь Большого Кавказа, несогласно срезая его доолигоценовые складки, ориентированные в «кавказском» запад-северо-западном направлении, хотя некоторая тенденция поворота последних на широтное простирание наблюдается уже к востоку от Анапской флексуры. Подобное обтекание аналогично отмечаемому на Юго-Восточном Кавказе и свидетельствует о дисгармонии между орогенным, молассовым и геосинклинальным комплексами, — дисгармонии, подчеркнутой диапиризмом, связанным с нагнетанием глин майкопской серии и сопровождаемым грязевым вулканизмом. Поэтому достаточно вероятно предположение о непосредственной связи доолигоценовой складчатости Крыма и Кавказа (Г. А. Поповин, Б. В. Григорьянц) с продолжением флишевой зоны в юго-восточную часть Керченского п-ова и далее в море к югу от Горного Крыма, включая Судакскую зону его южного побережья.

4. Закавказский срединный массив; Рионский и Куринский межгорные прогибы и Малый Кавказ

Складчатое сооружение Большого Кавказа ограничивается с юга Закавказским срединным массивом (микроконтинентом, микроплитой), разделявшим в мезозое и раннем палеогене геосинклинальные системы Большого и Малого Кавказа. Закавказский массив ныне охватывает северные предгорья Большого Кавказа, Северо-Закавказскую зону межгорных впадин и северные хребты Малого Кавказа. На западе массив включает зону Восточного Понта в Анатолии и крайнюю юго-восточную часть Черноморской впадины, на востоке простирается в Южнокаспийскую впадину. Фундамент массива образован метаморфическими образованиями и гранитами, выступающими в Дзирульском поднятии на Рионо-Куринском водоразделе, а также в ряде более мелких эрозионных окон — Артвинском в Турции, Храмском, Локском в Грузии и еще более мелких в Шамхорском поднятии в Азербайджане. Находки нижнекембрийских органических остатков в мраморах среди филлитов верхов метаморфического комплекса Дзирульского поднятия указывают на то, что консолидация фундамента массива наступила не ранее середины кембрия, скорее всего в салаирскую эпоху тектогенеза. Гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма являются, очевидно, уже докембрийскими, скорее всего позднедокембрийскими, судя по отсутствию несогласия и скачка метаморфизма между ними и нижнекембрийскими образованиями. В ряде пунктов на эродированной поверхности докембрийско-кембрийского фундамента залегают маломощные кислые туффиты со среднекарбоновой флорой и прослоями известняков с брахиоподами верхов нижнего и среднего карбона. Кроме того, фундамент вмещает тела герцинских гранитов, вероятно комагматичных туффитам среднего карбона. На большей же части массива, по крайней мере по данным обнажений, его осадочный чехол начинается с отложений лейаса.

Таким образом, в палеозое (после раннего кембрия) и триасе Закавказский массив выступал в качестве крупного поднятия, вероятно краевого поднятия Гондваны (А. А. Белов, В. Е. Хаин), от которой он отделился, превратившись в микроконтинент в конце палеозоя или начале мезозоя.

Чехол массива построен довольно однообразно. Он обычно начинается маломощным терригенным лейасом-ааленом, который на Дзирульском поднятии замещается красными зоогенными известняками. Выше следует повсеместно распространенная так называемая порфиритовая (андезито-базальтовая) серия байоса, местами достигающая огромной мощности (3 км к северу от Дзирульского поднятия). На юге аналогичный характер носят отложения батского яруса; на северо-западе, в Западной Грузии они представлены континентальной угленосной толщей, которая несогласно перекрывается лагунно-континентальными гипсоносными красноцветами верхней юры, местами с покровами щелочных базальтов. В юго-западном направлении, в Колхиде последние замещаются эвапоритами, включая каменную соль, а к северу (Гагра-Джавская зона) и западу — рифогенными известняками. С батской регрессией совпадает внедрение многочисленных, но небольших плутонов гранитоидов. В южной зоне массива, на севере Малого Кавказа, отложения келловея — туфогенно-терригенные, в оксфорде развиты преимущественно рифогенные известняки, в кимеридже имела место вспышка андезитового вулканизма, в титоне отмечается регрессия с отложением гипсов. В результате этой регрессии низы нижнего мела на поднятиях не накапливались: в Западной Грузии широко распространена ургонская фация баррема — нижнего апта, подстилаемая и перекрываемая глинистыми известняками и мергелями апта — альба. На юго-востоке в прогибах отмечены дельтовые и прибрежно-мелководные карбонатные отложения апта — альба. В отличие от нижнемеловых, верхнемеловые образования перекрыли практически весь Закавказский массив; они начинаются мелководными отложениями сеномана — нижнего турона (начало трансгрессии) и продолжаются слоистыми известняками верхнего турона — сенона, отвечающими максимуму трансгрессии. В южной части массива, на Малом Кавказе и в прилегающей части Куринской впадины в нижнем сеноне развита мощная вулканогенная толща андезито-дацитового состава. Отложения палеоцен-эоцена, сохранившиеся в прогибах, это в основном мергели; местами отмечены проявления щелочно-базальтового вулканизма.

Западная часть массива — Грузинская глыба характеризуется относительно приподнятым положением фундамента, выходящего на поверхность в Дзирульском поднятии, и сокращенной мощностью чехла. К северу от Дзирульского поднятия выделяется сложенное порфиритовой серией байоса Сачхерское поднятие, к западу переходящее в более широкое Окрибское, прорезанное средним течением р. Риони. Окрибское поднятие сопровождается с севера узкой широтной синклиналью, к которой приурочен продольный отрезок долины р. Риони. В этой синклинали чехол массива согласно надстраивается морской молассой олигоцен-миоцена. Северное крыло синклинали обрезано и перекрыто крупным разломом, являющимся современной северной границей всего массива; севернее простирается уже Гагра-Джавская зона Большого Кавказа.

В западном направлении Окрибское поднятие плавно погружается под олигоцен-четвертичные молассы Рионской впадины, центральная часть которой занята Колхидской низменностью. В пределах Колхиды непосредственно под недислоцированными отложениями верхов миоцена — квартера залегают нижнепалеогеновые и мезозойские образования чехла массива, деформированные в очень пологие и широкие складки. Крупные поднятия такого же типа установлены и на Черноморском шельфе между Гагрой и Кобулети, причем на северном из этих поднятий, Гудаутском, в верхней части разреза появляются отложения олигоцен-миоцена, достигающие большой мощности в северном борту Рионской впадины, в глубоком Абхазско-Мегрельском прогибе. Аналогичный, но интенсивно дислоцированный прогиб — Гурийский протягивается и вдоль южной периферии Рионской впадины, на ее границе со своеобразной Аджаро-Триалетской складчатой зоной.

Аджаро-Триалетская зона сложена мощной толщей меловых (альб — нижний сенон) вулканитов андезито-дацитового состава, верхнесенонских известняков, палеоцен-нижнеэоценового туфогенного флиша и средне- и верхнеэоценовых субщелочных и щелочных вулканогенных образований, прорванных в конце эоцена мелкими интрузиями сиенит-диоритового состава и смятых в крупные складки с тенденцией опрокидывания и надвигания в северном направлении по северному краю и менее четко выраженной обратной тенденцией по южному краю, где эта зона граничит с олигоцен-миоценом Ахалцихской впадины. Зона совпадает с одноименными хребтами; постепенно затухая к востоку, она погружается в районе Тбилиси под молассы Куринской впадины, на которые надвинута западнее. На западе, в районе Батуми складки Аджаро-Триалет почти под прямым углом срезаются берегом Черного моря и прослеживаются в пределах шельфа и континентального склона уже не с широтным, а запад-юго-западным, а затем и юг-юго-западным простиранием. По мнению грузинских геологов [Адамия и др., 1974], обоснованному петрохимическими данными, Аджаро-Триалетский прогиб представлял собой внутридуговой рифт, наложенный на меловую вулканическую дугу южной части Закавказского массива.

Центральная и восточная части Закавказского массива построены существенно иначе, чем западная. На юге фундамент и юрско-меловой чехол массива выступают на поверхность на северном склоне и в северных хребтах Малого Кавказа; на западе эта Артвино-Карабахская зона («Азербайджанская плита», по В. П. Ренгартену) протягивается из Азербайджана через северную Армению и южную Грузию в Анатолию, в область Восточно-Понтийских гор. Фундамент здесь обнажается в Артвинском (Чорохском), Храмском, Локском и Шамхорском поднятиях, в общем изометричных очертаний; юго-восточнее на краю массива развиты линейные антиклинории — Мровдагский, Карабахский, сложенные среднеюрскими вулканитами. В прогибах, на севере приобретающих субмеридиональную ориентировку и погружающихся в направлении Куринской впадины, распространены верхнеюрские, меловые и местами нижнепалеогеновые отложения, смятые в целом более интенсивно, чем нижне- и среднеюрские, хотя и здесь деформации остаются вполне умеренными.

Расположенные в крайней юго-восточной части Азербайджана Талышские горы отвечают одноименной складчатой зоне, обнаруживающей большое сходство с Аджаро-Триалетской и имеющей, вероятно, то же происхождение. Главную роль в строении этой Талышской зоны играют средне- и верхнеэоценовые субщелочные и щелочные вулканиты андезито-базальтового состава, из-под которых на юге выступают отделенные несогласием палеоцен-нижнеэоценовый туфогенный флиш и верхнемеловые известняки. Складки умеренно-сжатые, на северо-востоке осложненные надвигами в сторону Куринской впадины.

На западе, в Иранской Мугани складки Талыша приобретают широтное простирание, протягиваясь к Араксу, а на юго-востоке поворачивают к югу, параллельно берегу Каспийского моря и сливаются со складчатостью северных предгорий Эльбурса. От южного окончания Артвино-Карабахской зоны Малого Кавказа складчатая зона Талыша — Иранской Мугани отделена наложенным Нижнеараксинским прогибом северо-восточного простирания, сливающимся в этом же направлении с Куринской впадиной; прогиб начал формироваться в олигоцене.

Куринская межгорная впадина занимает всю северо-восточную часть Закавказского массива; по простиранию в ней можно выделить три сегмента с границами примерно по меридианам Тбилиси и Мингечаура, ширина которых последовательно возрастает к востоку. Западный, Карталинский сегмент, наиболее узкий, построен относительно симметрично с полого прогнутой центральной полосой, в пределах которой средний миоцен налегает непосредственно на верхний мел, под-

стилаемый вулканогенным байосом. К югу и северу от этой полосы появляется мощный олигоцен — нижний миоцен (майкопская серия), а мощность среднего миоцена резко возрастает. Смежные складчатые сооружения Большого Кавказа и Аджаро-Триалет надвинуты на Карталинский прогиб, причем надвигание с севера выражено более интенсивно и сопровождается образованием чешуй в молассах северного борта.

К востоку от Тбилиси в пределы впадины погружается продолжение Аджаро-Триалетской складчатой зоны и сопровождающего ее с юга молассового прогиба; кроме того, на севере она частично перекрывает зону краевых поднятий южного склона Большого Кавказа (наложенный позднеплиоценово-четвертичный Алазано-Агричайский прогиб). Мощность молассового выполнения здесь резко возрастает, вследствие чего фундамент в осевой части этой Среднекуринской впадины оказывается погруженным на 12—15 км. Структура впадины становится резко асимметричной — почти на всем ее поперечнике господствует северная вергентность, связанная с надвиганием масс со стороны Большого Кавказа. На севере надвиг проходит в основании олистостромовой толщи верхнего эоцена (см. выше), на юге — в основании майкопской серии. Южный надвиг в районе Тбилиси полого перекрывает восточное погружение Триалетской складчатой зоны, а восточнее простирается вдоль долины р. Иори к Мингечауру и далее вдоль подножья передовых хребтов Аджиноурской степи с постепенным вовлечением в надвигание все более молодых слоев до нижнечетвертичных включительно. Смещенные к югу вдоль поверхности пластичных майкопских глин молассы собраны в узкие антиклинальные складки, осложненные надвигами, ответвляющимися от основной поверхности шарьяжа и разделенные более широкими синклиналями. В Прииорской полосе с майкопскими глинами связаны проявления диапиризма и грязевого вулканизма.

К югу от нижнего течения р. Иори, в южном борту Среднекуринской впадины разрез моласс начинает сокращаться за счет выпадения низов плиоцена и верхов миоцена (акчагыльские слои залегают непосредственно на сарматских), а затем и олигоцена — низов миоцена. Складчатость значительно более спокойная, чем в осевой полосе и северной зоне впадины, брахиморфного типа. Крупный, но крутой надвиг, следующий вдоль долины Куры от устья р. Храми до устья р. Гянджачай, отделяет эту южную зону впадины от северных склонов Малого Кавказа, где непосредственно под континентальным верхним плиоценом залегают уже меловые, реже палеогеновые образования (местами известны останцы морского среднего миоцена).

К востоку от Мингечаура расположена наиболее широкая часть Куринской впадины, занятая Кура-Араксинской низменностью. Юго-западное широкое и пологое крыло впадины по верхнему плиоцену — квартеру представляет моноклиналь с постепенным нарастанием мощности отложений этого возраста к северо-востоку; эта моноклиналь занимает все правобережье Куры и переходит на ее левый берег. Более древние слои образуют на периферии Малого Кавказа двойную цепочку пологих брахиантиклиналей, затем выполняют широкий Предмалокавказский прогиб и далее, в районе слияния Куры и Аракса формируют группу крупных и пологих поднятий, вытянутых в общем, как и все остальные структуры, в северо-западном направлении. С этой Кюрдамир-Саатлинской зоной поднятий совпадает крупный гравитационный максимум, на севере сливающийся с предгорным максимумом Большого Кавказа, а на юге продолжающийся в Талышский хребет (отсюда его название — Талыш-Вандамский максимум). Фундамент залегает здесь на глубине более 8 км, но в мезозойском (юра, мел) разрезе широко развиты вулканиты, подобно смежной части Малого Кавказа[1], а кайнозойский разрез сокращенный — в наиболее повышенной части верх-

[1] Сверхглубокая скважина Саатлы на глубине 7800 м не вышла из вулканогенных отложений низов мела — верхов юры.

ний плиоцен залегает непосредственно на сармате, а сармат — на верхнем мелу или эоцене.

Полоса сокращенного разреза кайнозоя и относительно неглубокого залегания мезозоя продолжается в северо-восточное предполье Талыша, а осевая зона Нижнекуринской впадины с глубиной залегания подошвы моласс до 10 км смещена к северо-восточному краю впадины и огибает Кюрдамир-Саатлинский выступ фундамента, следуя на западе в восток-юго-восточном, а затем юг-юго-восточном направлениях. Граница юго-западного крыла впадины и ее осевой зоны к востоку от слияния Куры и Аракса осложнена крупным погребенным разломом того же направления. На севере Западно-Каспийский разлом, изменяя свое простирание на меридиональное, пересекает Юго-Восточный Кавказ, отделяя его наиболее погруженную восточную часть. На юге, в нижнем течении Куры вдоль данного разлома протягивается цепочка сильно нарушенных сбросами и осложненных грязевыми вулканами брахиантиклинальных поднятий, уходящих в Каспийское море. Аналогичные антиклинальные зоны осложняют северо-восточное крыло Нижнекуринской впадины, отделенное от Шемахино-Кобыстанской зоны Юго-Восточного Кавказа Аджичайско-Алятским разломом — на западе пологим, на востоке крутым надвигом в сторону впадины.

В северо-западной части Южнокаспийской котловины происходит слияние Нижнекуринской впадины с Апшероно-Кобыстанским периклинальным прогибом. Огромную мощность, более 10 км, здесь приобретают песчано-глинистые плиоценово-четвертичные отложения; они участвуют в сложении цепочек брахиантиклинальных складок юг-юго-восточного простирания, продолжающих антиклинальные зоны суши и осложненных диапиризмом глинистых олигоцен-миоценовых толщ и грязевым вулканизмом. С востока эта зона ограничена крупным погребенным разломом, вдоль которого в чехле возникла протяженная линейная складка с особенно эффектным проявлением глиняного диапиризма. К востоку от этого разлома Абиха складки становятся более редкими, пологими, меньше осложнены диапиризмом и имеют уже совершенно иное, северо-восточное простирание. Они затухают к востоку, к флексурно-разломному меридиональному ограничению занимающей северо-восточную часть Южнокаспийской впадины Туркменской террасы [Лебедев, 1978].

5. Копетдаг и Западно-Туркменская впадина

Копетдагская складчатая система составляет наиболее восточное звено Крымско-Кавказско-Копетдагской ветви альпийского пояса Евразии. Ей соответствует одноименное молодое горное сооружение, протягивающееся на 650 км от Каспийского моря до меридиональной долины р. Теджен, совпадающей с Серахским разломом — западным звеном Урало-Оманского линеамента. Северная, меньшая часть Копетдага лежит в пределах СССР (Туркменская ССР), большая, южная — в пределах Ирана (провинция Хорасан). Северное ограничение Копетдагской системы простирается почти прямолинейно в юго-восточном направлении от района Красноводска и также совпадает с глубинным Южно-Туркменским разломом. Этот разлом отделяет Копетдаг от Предкопетдагского прогиба, наложенного на южный край Туранской плиты. На востоке, по Серахскому разлому Копетдаг тоже граничит с Туранской плитой, вернее, вырождается в области ее южного выступа. На востоке ширина Копетдагской системы составляет 40 км, возрастая примерно до 100 км в средней части и 200 км на западе, где складки Копетдага, описав дугу, обращенную выпуклостью к северу, образуют виргацию и погружаются с юго-восточным простиранием в пределы Западно-Туркменской впадины; здесь простирания складок (погребенных) становятся уже меридиональными. На юге Копетдагская система примыкает к Аладаг-Биналудскому сегменту Эльбурсской складчатой системы северной окраины Иранского срединного массива,

образуя вместе с Аладаг-Биналудом уже более пологую дугу. В рельефе Аладаг-Биналуд вместе с Копетдагом составляют Туркмено-Хорасанскую горную систему. Тектоническим разделом между Копетдагом и Аладаг-Биналудом обычно считается Кучано-Мешхедский межгорный прогиб, заполненный недеформированной или слабо деформированной верхнеплиоценово-четвертичной молассой. Однако, судя по новой тектонической карте Ирана [Tectonic map of Iran, 1973, — см. гл. V], это справедливо лишь в отношении восточного, Мешхедского прогиба. Западнее же граница между Копетдагской и Эльбурсской системами проводится южнее Кучанского прогиба, вдоль зоны разломов, на западе выходящей к г. Горган на Прикаспийской низменности. По этим разломам Копетдаг местами надвинут на Аладаг-Биналуд.

Копетдагская система, как и Эльбурсская является (для мезозоя — кайнозоя) энсиалической, но отличается от Эльбурсской по возрасту и составу фундамента. Фундамент этот позднедокембрийский (байкальский) метаморфический в Эльбурсе, а в Копетдаге, судя по обнажениям в эрозионном окне поднятия Ак-Дарбанд восточнее Мешхеда, доальпийское (доюрское) основание сложено терригенным, с прослоями основных вулканитов и известняков триасом, испытавшим интенсивные раннекиммерийские деформации и прорванным интрузиями габбро, а также более древними, палеозойскими и, возможно, допалеозойскими образованиями [Geological map of Iran, 1977 — см. гл. V]. Палеозой находится в тектоническом контакте с триасом и представлен мраморизованными известняками с девонскими (?) конодонтами и грубыми конгломератами. Еще более древний возраст, возможно рифейский, могут иметь выступающие в виде горста кварциты, глинистые сланцы, мраморизованные известняки и диабазовые туфы. Судя по этим обнажениям, доюрское основание Копетдагской системы, подобно смежным с востока районам Северного Афганистана имеет многоярусное строение и состоит из раннекиммерийского, герцинского и, возможно, байкальского комплексов. Первый из этих комплексов вскрыт бурением и на крайнем юге Туранской плиты, в юго-восточной Туркмении, а восточнее выходит на поверхность в Афганистане.

Альпийский геосинклинальный (миогеосинклинальный) комплекс Копетдага состоит из отложений нижней (?), средней и верхней юры, мела и нижнего палеогена, общая мощность которых достигает 8—10 км. Нижняя (?) и средняя юра имеют терригенный, песчано-глинистый состав, на юге, в Иране, с участием известняков и мергелей, но, в отличие от Эльбурса, представляют собой чисто морскую, частично даже довольно глубоководную формацию; на юге, в Эльбурсе и на востоке, в Северном Афганистане и к северу, на Туранской плите она замещается паралической или континентальной угленосной формацией. Обнаженная мощность средней юры на крайнем северо-западе системы, в Большом Балхане превышает 4,3 км. Верхняя юра — в основном карбонатная шельфовая формация (известняки, доломиты, мергели); в самых верхах (титон) появляются красноцветы и эвапориты; мощность порядка нескольких сотен метров. Неоком, до нижнего баррема включительно, также выражен мелководными карбонатами. Они сменяются терригенной с прослоями известняков формацией верхнего баррема — сеномана, за которой следуют глинисто-карбонатный турон — сенон и глинистый с пачками известняков нижний палеоген. Мощность мела составляет до 3,5 км, нижнего палеогена — до 2,5 км, достигая максимума в Западном Копетдаге. Весь комплекс в общем смят конформно, хотя отдельные перерывы и местные несогласия и наблюдаются — на рубеже юры и мела, в середине мела, на границе мела и палеогена.

Складки Копетдагской системы умеренно сжатые, плавные, прямые, лишь на северной периферии системы обнаруживающие вергентность к северу, обычно прослеживающиеся на большие расстояния. Наиболее сложным строением обладает передовая цепь коротких складок, входящих в систему пограничного разлома (краевого шва) между Копетдагом

и Предкопетдагским прогибом. Вдоль этого разлома наблюдаются сложные взбросо-надвиговые и правосдвиговые смещения. Под острым углом от передовой цепи и краевого шва к западу и юго-западу отходят другие складки, постепенно погружающиеся в том же направлении. Все складки Копетдага, за исключением наиболее южной полосы, рассечены диагональными правыми сдвигами север-северо-западного простирания; подчиненную роль играют левые сдвиги северо-восточного направления.

Наиболее приподнятая часть Копетдагской системы находится к востоку от Кучана, на территории Ирана, где широко обнажаются юрские, а в поднятии Ак-Дарбанд — и доюрские образования. Орографически это также самая возвышенная часть горного сооружения — в горах Хезар-Масджед отметки превышают 3000 м. В западном направлении идет погружение шарниров складок, их виргация и поворот к юго-западу. Естественной границей Копетдагского сооружения и Западно-Туркменской впадины служит здесь поперечный разлом север-северо-западного простирания.

С северо-востока, как уже отмечалось, Копетдагское сооружение окаймляется Предкопетдагским прогибом средней шириной 40—50 км. Выполнен этот прогиб континентально-морскими молассами — верхнеолигоцен-миоценовой нижней, более тонкообломочной и плиоценово-четвертичной верхней, более грубой, разделенными несогласием. Мощность моласс относительно невелика—2—2,5 км, но фундамент опущен в прогибе до 8—10 км (промежуток заполнен аналогами геосинклинального комплекса J — K — P). Прогиб состоит из двух впадин — северо-западной Казанджикской и юго-восточной Ашхабадской, разделенных Кизыларватским седлом. Внутренний борт прогиба осложнен небольшими по площади и амплитуде брахиантиклинальными складками.

К западу от западного замыкания Казанджикской впадины и к северу от продолжения краевого шва расположено своеобразное поднятие — мегантиклиналь Большого Балхана. Она простирается на 100 км в близширотном направлении при ширине до 50 км. В рельефе Большому Балхану отвечает возвышенность с максимальной отметкой 1880 м, но наибольшие высоты приурочены к крыльям поднятия, сложенным мальм-неокомскими известняками, а сводовой его части, где выступают среднеюрские аргиллиты и отчасти алевролиты и песчаники, соответствует понижение рельефа. По геофизическим данным, в основании Большебалханского поднятия на относительной небольшой (1,5 км) глубине находится горст фундамента, который, по аналогии с соседним к западу Кубадагом (см. ниже) и по присутствию среди юрских отложений тектонических чешуй гранитов и туфов кварцевых порфиров, сложен, вероятно, образованиями верхнепалеозойско-триасового вулканоплутонического пояса. Мощность терригенной средней юры составляет около 5 км; она смята в пологие или умеренно сжатые брахискладки. Выше согласно следует карбонатная верхняя юра, на которой со значительным угловым несогласием, до 45—70° залегает карбонатный же неоком; вышележащая толща мела и палеогена залегает согласно с неокомом и вместе с ним очерчивает мегантиклиналь с более пологим (обычно до 20°) южным и крутым, местами вертикальным или даже опрокинутым северным крылом. Формирование этой мегантиклинали началось в олигоцене, хотя перерывы в накоплении осадков проявляются уже в позднем мелу, а признаки сноса со свода поднятия— с палеоцена. Подъем мегантиклинали происходил в течение всего неогена, сопровождаясь образованием на севере Северо-Балханского прогиба, и на юге, между Большим Балханом и Копетдагом, точнее его окончанием — Малобалханской антиклиналью, — Межбалханского прогиба.

Разрез Большого Балхана показывает, что в средней и поздней юре его площадь принадлежала северной периферии Копетдагской геосинклинали; с мела он обособился в самостоятельное поднятие, представляя, таким образом, позднекиммерийскую структуру.

На западном продолжении Большого Балхана, занимая южное побережье Красноводского п-ова, расположено меньших размеров и более пологое, но рассеченное разломами с крутым южным падением Кубадагское поднятие. В ядре поднятия выступают гранитоиды и вулканиты верхнего палеозоя и триаса, на пологом, но осложненном флексурами северном крыле поднятия (которому и соответствует возвышенность Кубадаг — 308 м) резко несогласно перекрытые верхнеюрскими или валанжинскими известняками. Таким образом, здесь полностью отсутствует мощная толща средней юры, развитая на Большом Балхане, что, очевидно, объясняется существованием поперечного разлома между этими двумя структурами. Южное крыло Кубадага опущено по крупному продольному разлому — прямому продолжению краевого шва Копетдага и одновременно элементу северного ограничения Западно-Туркменской впадины.

Западно-Туркменская впадина располагается к югу от этого широтного разлома и к востоку от западного погружения Копетдага, занимая Прикаспийскую низменность юго-западной Туркмении и Горганской провинции Ирана, а также восточный шельф Южнокаспийской впадины. На юге границей впадины служит продолжение Горганского разлома, на западе, в море—меридиональный разлом вала Абиха. Характер гравитационного и магнитного поля, а также пологое залегание слоев позволяют предполагать, вслед за Ю. Н. Годиным, что в основании центральной части впадины находится древняя глыба — обломок срединного массива, служивший в мезозое источником сноса обломочного материала в Копетдагскую геосинклиналь. Наиболее интенсивное погружение Западно-Туркменской впадины, как и всего Южного Каспия, началось в плиоцене, в эпоху накопления красноцветной толщи — аналога продуктивной толщи Азербайджана, составив 3—4 км. Это погружение энергично продолжалось и в позднем плиоцене — квартере — еще 3—4 км, а на восточной периферии глубоководной котловины даже до 7 км (скорость опускания более 1000 м за 1 млн. лет!).

Центральная часть Западно-Туркменской впадины в области шельфа отличается почти полным отсутствием складчатых деформаций, но по ее периферии не только неогеновые, но и четвертичные отложения деформированы довольно интенсивно; поднятия выражены в рельефе небольшими возвышенностями; многие из них несут грязевые вулканы.

На севере в широтном направлении простирается Прибалханская антиклинальная зона. На востоке она примыкает к Малобалханской антиклинали — крайней северо-западной складке Копетдагской системы, а к западу от п-ова Челекен уходит в море на соединение со складчатой зоной Апшеронского архипелага; совместно они образуют Апшеронский подводный порог, отделяющий Южнокаспийскую впадину от Среднекаспийской. Прибалханская антиклинальная зона состоит из цепочки брахиантиклиналей, несущих густую сеть сбросов, в составе которых главную роль играют продольные сбросы, соединяющиеся в единый осевой для зоны разлом, на который как бы нанизаны отдельные поднятия, но их оси нередко расположены под углом к этому разлому. Прибалханская зона поднятий отделена от Кубадага и Большого Балхана Келькорским прогибом, гомологом которого по западную сторону Каспия является Кубинский прогиб. Южнее Прибалханской зоны, параллельно ей в северном борту Западно-Туркменской впадины прослеживается еще одна, более широкая и с более редкими, крупными и плоскими поднятиями, Огурчинско-Эрдеклинская антиклинальная зона, а к восточному крылу Прибалханской зоны примыкает двойная цепочка мелких брахиантиклиналей «копетдагского» простирания.

В восточном борту Западно-Туркменской впадины, между берегом и предгорьями Копетдага различают две «ступени» — западную, Гограндаг-Чикишлярскую и восточную, Мессерианскую. Мессерианская ступень представляет собой фактически опущенное продолжение За-

падного Копетдага. Плиоцен, большей частью верхний (акчагыл) залегает здесь на глубине до 1,5—2 км, местами значительно меньше (более 500 м) на размытой поверхности складок, сложенных мелом, палеогеном (антиклинали) и миоценом (синклинали), и сам образует более пологие складки над значительно интенсивнее дислоцированными и нарушенными разрывами складками доплиоценовых слоев. Гограндаг-Чикишлярская ступень отделена от Мессерианской крупным меридиональным разломом, амплитуда которого по кровле меловых отложений достигает 4 км; мощность плиоценово-четвертичных слоев соответственно возрастает до 3,5—5,5 км. В пределах ступени с общим меридиональным простиранием, но образуя пологие дуги, выпуклые к западу, протягиваются две — три цепочки довольно крупных (десятки километров в длину, до 10 км шириной), но пологих (высотой в первые сотни м) поднятий, осложненных сбросами, действующими и погребенными грязевыми вулканами.

На юге Западно-Туркменской впадины, в море, в направлении от устья р. Атрек к запад-северо-западу, простирается еще одна зона пологих брахиантиклиналей — вал НИМГРЭ.

Рассматриваемая область характеризуется относительно небольшими изменениями мощности земной коры. Эта мощность минимальна в центральной части Западно-Туркменской впадины, в районе предполагаемого погребенного срединного массива, где она составляет 30—35 км, из которых на осадочный чехол приходится 15—17 км. На гранитный слой приходится лишь около одной трети консолидированной коры, а две трети — на базальтовый. Вместе с повышенным залеганием поверхности Мохо это, очевидно, и создает здесь крупный гравитационный максимум. В Западном Копетдаге поверхность Мохо погружается до 40—45 км, а мощность осадочного слоя достигает 20 км. Она снижается в зоне краевого шва до 5—10 км; мощность коры также понижается до 33—35 км, возрастая снова на юге Туранской плиты до 37—40 км.

6. Черноморская и Южно-Каспийская впадины

Черноморская впадина. Глубоководная котловина Черного моря, очерченная изобатой 2000 м, занимает несколько больше одной трети его акватории; она вытянута на 400 км по широте и имеет поперечник несколько более 200 км; максимальная глубина составляет 2210 м. Со всех сторон котловина ограничена крутым континентальным склоном, но наибольшей крутизной он отличается у Крыма, Кавказа и южного Понтийского побережья, выполаживаясь в нижней части на западе и северо-западе, очевидно, за счет накопления осадков континентального подножья. Мощность коры в центральной части глубоководной котловины сокращается от 25 км по периферии до 18 км, в то время как мощность осадочной толщи возрастает с 8 до 15 км, что оставляет на долю консолидированной коры всего 4—12 км. Скорости продольных волн в этой части коры составляют 6,2—7,0 км/с, т. е. близки к скоростям, характерным для «базальтового» слоя континентальной коры. При этом наблюдаются существенные различия в строении и мощности коры между тремя сегментами глубоководной котловины — западным, центральным и восточным. Центральный сегмент приподнят по отношению к двум другим — поверхность консолидированной коры залегает на глубине 7—11 км от уровня моря, и можно предполагать присутствие «гранитного» слоя, а осадочный слой сокращен в мощности (5—9 км) за счет отсутствия нижней части разреза. Западный и восточный сегменты представляют, напротив, глубокие депрессии с мощностями осадочной толщи до 13—15 км и, соответственно, резко уменьшенной мощностью и глубоким погружением консолидированной коры [Маловицкий, 1978] Эти сегменты разделяются, очевидно, крупными глубинными разломами, пересекающими весь бассейн, из которых наиболее достоверно установлен западный, получивший название Одесско-Синопского (рис. 42). На юге он отделяет Запад-

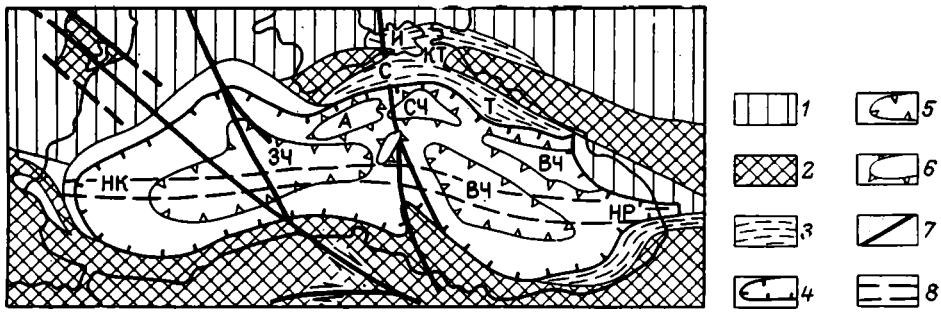


Рис. 42. Тектоническая схема Черноморской впадины (составлена с использованием схемы А. Е. Шлезингера, 1981 г.).

1 — Скифская и Мизийская плиты, Грузинская глыба Закавказского срединного массива; *2* — киммерийско-альпийские складчатые сооружения Добруджи, Балканид, Понта, Малого и Большого Кавказа и Горного Крыма; *3* — олигоцен-неогеновые прогибы, местами с развитием диапировой складчатости: НК — Нижнекамчийский прогиб, С — прогиб Сорокина, КТ — Керченско-Таманский прогиб, И — Индольский прогиб, Т — Туапсинский прогиб, НР — Нижнерионский прогиб; *4* — контуры глубоководной впадины; *5* — наиболее глубокие ванны в пределах впадины с отсутствием геофизического «гранитного» слоя: ЗЧ — Западно-Черноморская, ВЧ — Восточно-Черноморская; *6* — поднятия в пределах впадины: А — Андрусова, СЧ — Северо-Черноморское, ВЧ — Восточно-Черноморское; *7* — главные разломы; *8* — предполагаемый осевой рифт

ные Понтиды от Восточных и сливается с известным Северо-Анатолийским разломом — крупным правым сдвигом; по аналогии и Одесско-Синопский разлом тоже должен представлять правый сдвиг. На севере разлом разветвляется — восточная ветвь направляется на соединение с меридиональной зоной разломов, пересекающей Украинский щит, а западная ветвь сохраняет северо-западное направление и сливается с другим давно известным разломом Печеняге-Камена, отделяющим южную Добруджу от центральной и хорошо выраженным и в море [Пустильников и др., 1981]. Продставляется, что Одесско-Синопскому разлому должна была принадлежать большая роль как в развитии, так и в современной структуре Черноморской впадины. Более восточная зона разломов, составляющая границу между Центрально-Черноморским поднятием и Восточно-Черноморской впадиной, составляет вероятное южное продолжение сходящихся к югу разломов Крыма (Симферопольско-Алуштинский и Феодосийский разломы) и Тамани (Анапский разлом); ее правосдвиговая природа также вероятна. С этой зоной разломов может совпадать северная часть Алуштинско-Батумской зоны линейных магнитных аномалий [Осипов и др., 1977].

Магнитное поле глубоководной впадины Черного моря в целом существенно отличается от поля как северного, так и южного обрамлений спокойным характером при положительном значении аномалий в пределах 40—80 мА/м. Глубинный тепловой поток Черноморской впадины может быть определен лишь после внесения в наблюденные значения существенных поправок, связанных с большой мощностью осадочного чехла. Полученные в результате данные [Гольмшток, Золотарев, 1980] показывают, что максимальные значения теплового потока — более 80 мВт/м^2 свойственны западной и восточной глубоководным впадинам; они уменьшаются до 60—70 мВт/м^2 в центральном сегменте глубоководной котловины. Подобные же значения характерны для северного обрамления Черноморской впадины, а также для океанской коры с возрастом порядка 40 млн. лет.

Строение центральных разломов глубоководной котловины изучено методами ГСЗ и МОВ, ее бортовых частей — профилями НСП; кроме того, в пределах котловины с судна «Гломар Челленджер» в 1975 г. были пробурены три скважины. Это позволило осветить разрез самой верхней части осадочного чехла, в то время как датировка основной его части по-прежнему остается предположительной [Геологическая история..., 1980].

По данным сейсмических исследований, осадочная толща глубоководной котловины расчленяется на три части: 1) верхняя толща мощностью 1—2 км с V_p=1,6—1,8—2,0 км/с; 2) средняя толща мощностью 3—5 км с V_p=3 км/с; 3) нижняя толща мощностью 2—8 км с V_p= =4,0—4,5 км/с. Скв. 379, пробуренная в Восточно-Черноморской впадине, при глубине моря 2171 м, пройдя 624,5 м от поверхности дна, не вышла из плейстоценовых отложений, представленных терригенными илами с прослоями турбидитов. Скв. 380А, пробуренная на крайнем юго-западе котловины, к северу от Босфора, при глубине дна 2115 м достигла глубины 1073,5 м от поверхности дна и вскрыла более полный разрез. На глубине 860 м она вошла в отложения, относящиеся уже к средней сейсмической толще, а по возрасту к позднему миоцену к сармату — мэотису [Геологическая история..., 1980] или к аналогам мессиния [Hsu, Giovanoli, 1979]. По составу это черные глины с прослоями известняков и доломитов; в кровле этой толщи залегают осадочные брекчии. Вышележащие отложения плиоцена — плейстоцена сложены в основном терригенными илами с пачками глин и прослоями карбонатов. Скв. 381, расположенная к югу от скв. 380 и при меньшей глубине моря — 1750 м, прошла, по существу, тот же разрез, но в сокращенных мощностях, более мелководных фациях и, вероятно, с перерывами.

Таким образом, бурение позволяет датировать верхнюю толщу плиоценом — квартером. Средняя толща включает отложения миоцена и, возможно, олигоцена. Возраст нижней толщи остается неизвестным; к вопросу о нем мы еще вернемся.

Существующие взгляды на происхождение и возраст глубоководной впадины Черного моря с ее «субокеанской» корой весьма противоречивы, но могут быть сведены к трем основным вариантам.

1. Черноморская впадина является древней, возможно, очень древней, являясь реликтом либо «первичного», либо позднедокембрийско-палеозойского океана, либо океана Тетис (Дж. Дуи и др.) Первого мнения первоначально придерживался М. В. Муратов (1949 г.), считая Черноморскую впадину «материнской геосинклиналью» по отношению к альпийской Крымско-Кавказской геосинклинали. Один из основных доводов в пользу этой точки зрения: малая скорость осадконакопления в позднечетвертичное время. С получением данных бурения этот довод можно считать опровергнутым. Сохранение реликта даже Тетиса в условиях высокоподвижной области, части Средиземноморского геосинклинального пояса весьма сомнительно. Палеогеографические данные по Крыму и Анатолии указывают на снос материала в юре и мелу со стороны современного Черного моря.

2. Черноморская впадина возникла на месте байкальского срединного массива, части Мизийско-Понтийско-Закавказского массива (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин и др.), перекрытого палеозойско-мезозойско-палеогеновым платформенным осадочным чехлом. Ее первичное опускание началось в олигоцене-миоцене и ускорилось в плиоцен-четвертичное время, когда и возникла глубоководная впадина [Земная кора..., 1975; Яншин и др., 1977]. Опускание это связано с преобразованием нормальной континентальной коры в кору «субокеанского» типа, но механизм этого преобразования трактуется по разному — уплотнение верхней мантии, по С. И. Субботину, уплотнение «базальтового» слоя коры за счет перехода в эклогит под влиянием подъема разогретого мантийного вещества [Артюшков и др., 1979]. Неясной при этом остается причина исчезновения геофизического «гранитного» слоя или его замещения «базальтовым». Также неясны первопричина всех этих процессов и их пространственная и временная приуроченность.

3. Черноморская впадина имеет рифтогенную природу и образовалась на западном продолжении Аджаро-Триалетского рифтогенного прогиба, возникшего и активно развивавшегося в раннем палеогене [Адамия и др., 1974]. Соответственно основная часть осадочного выполнения впадины должна иметь палеоцен-эоценовый возраст. Эта последняя точ-

ка зрения представляется в принципе (рифтогенез, а следовательно, мантийный диапиризм) наиболее правдоподобной, но конкретное сопоставление Черноморской впадины с Аджаро-Триалетским прогибом вызывает серьезные сомнения. Складки Аджаро-Триалетской зоны в пределах черноморского шельфа поворачивают к юго-западу, вдоль подводной окраины Восточно-Понтийской зоны Анатолии, прослеживаясь до района Трабзона [Осипов и др., 1977], вместо ухода в глубоководную котловину. Зеркальное отражение этого поворота наблюдается на противоположном обрамлении Черного моря, где складчатая зона Старой Планины поворачивает к юго-востоку, на соединение с Западно-Понтийской складчатой зоной [Дачев, 1977]. Вероятно, тот и другой повороты связаны с обтеканием Мизийско-Закавказского микроконтинента. Отсюда следует, что ни Среднегорский, ни Аджаро-Триалетский рифты не имеют прямого отношения к Черноморской глубоководной впадине, и ко времени начала ее формирования, к олигоцену (см. ниже), уже замкнулись, испытав сжатие, инверсию и складчатость.

Два других прогиба обрамления Черного моря находятся на прямом простирании оси глубоководной котловины и непосредственно в нее раскрываются: это Нижнекамчийский прогиб в Болгарии и на ее подводной окраине и Нижнерионский прогиб в Грузии. Нижнекамчийский прогиб [Геолого-геофизические исследования..., 1980] отделен системами ступенчатых сбросов на севере от склона Мизийской плиты, а на юге— от Восточного Балкана, т. е. представляет грабеновую структуру. Ширина грабена составляет на суше 10—15 км, а на континентальном склоне в 120 км от берега увеличивается до 60—70 км, причем широтное простирание изменяется на восток-юго-восточное. Грабен выполнен на суше отложениями верхнего мела и палеогена, разделенными несогласием на два этажа — верхнемеловой — среднеэоценовый и верхнеэоценовый — олигоценовый; ось прогиба по верхнему этажу заметно смещена к северу относительно нижнего. В море происходит резкое увеличение мощности кайнозойских отложений — от 3 до 7—8 км, а мощность осадочного чехла может достигать 12 км, приближаясь, тем самым, к значениям, характерным для глубоководной котловины. Максимальные мощности нижнего палеогена приурочены к границе с Балканом, олигоцена — находятся в 5—6 км, а неогена уже в 35—40 км севернее. По новейшим данным наблюдается выклинивание отложений олигоцена — нижнего миоцена в направлении к глубоководной котловине.

Нижнерионский грабен [Басенцян и др., 1981] расположен в крайней южной части Колхиды и выполнен мощными (до 3—4 км) плиоцен-четвертичными отложениями. С юга по крупному Супсинскому разлому на него надвинуты олигоцен-миоценовые отложения Гурийского прогиба — пограничной структуры с Аджаро-Триалетской складчатой зоной. Олигоцен—миоцен здесь достигает мощности 5—6 км, подстилается также мощным вулканогенным верхним эоценом и перекрывается маломощным (1—1,5 км) плиоценом — квартером. Верхнеэоценовая вулканогенная формация Гурийского прогиба отличается своим щелочным составом — от высокощелочных, калиевых базальтов до трахитов; аналогичные вулканиты известны и в миоцене и плиоцене. Они отражают, очевидно, рифтогенную природу прогиба.

Слагающие Гурийский прогиб отложения интенсивно складчаты, причем складчатость носит диапировый характер, а оси складок поворачивают к запад-юго-западу, окаймляя, подобно складкам Аджаро-Триалет, с юга Восточно-Черноморскую впадину до района Трабзона [Басенцян и др., 1981]. Можно думать, что Гурийский прогиб отражает раннюю, а Нижнерионский — более позднюю стадию развития одного и того же прогиба, в целом подобного Нижнекамчийскому. Но предплиоценовое несогласие и смещение оси к северу в первом из этих прогибов (грабенов) выражено более четко, чем во втором.

Сопоставляя данные по всем этим периферийным, центроклинальным структурам и по самой глубоководной котловине, можно прийти к

следующим заключениям. Начало формирования Черноморской глубоководной впадины относится к концу эоцена — началу олигоцена, как это правильно отмечали предыдущие исследователи (М. В. Муратов, А. В. Чекунов, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин и др.). Предположение [Михайлов и др., 1978] о значительно более древнем — юрском (J_2 или J_3) времени образования Черноморского рифта представляется менее правдоподобным, учитывая, что в это время еще наблюдался снос с Черноморской суши. Значительно вероятнее, что начало образования Черноморской глубоководной впадины совпадает с переломным моментом развития всех складчатых сооружений ее обрамления и с началом становления передовых и межгорных прогибов, из которых Закавказский является прямым продолжением Черноморской впадины. При этом в наиболее глубоких частях прогибов в эпоху накопления майкопской серии наблюдалось некомпенсированное погружение с уменьшением мощности отложений.

Однако условия заложения Черноморской впадины отличались от таковых «нормальных» передовых и межгорных прогибов тем, что они характеризовались рифтообразованием и преобразованием континентальной коры в кору субокеанского типа. Признаками рифтогенного происхождения впадины являются грабеновая структура их центроклинальных окончаний (Нижнекамчийский, Нижнерионский грабены) и мощное проявление щелочно-базальтового вулканизма в южном борту Нижнерионского грабена в Гурийском прогибе, а также сам факт преобразования коры, аналогичный тому, который наблюдается в окраинных и внутренних морях заведомо рифтогенного происхождения. При этом не обязательно полагать, что консолидированная кора Черноморской впадины, особенно Центрально-Черноморского поднятия, дошла до «кондиции» настоящей океанской коры. Не менее вероятно, что она может являться аналогом утоненной и пропитанной основными магматитами коры «переходного» типа, ныне отмечаемой в зонах континентального склона и подножьях пассивных окраин океана, а также по периферии глубоководных частей таких бассейнов, как Красное море, Аденский и Мексиканский заливы.

Знаменательно, что по времени образования Черноморская впадина примерно одновозрастна Алжиро-Прованскому и Тирренскому бассейнам Средиземного моря, отличаясь большей мощностью осадочного чехла и, соответственно, большей степенью компенсации погружения накоплением. Весьма сомнительно, чтобы в глубоководной части котловины сохранились платформенного типа отложения низов палеогена и мезозоя, ибо они должны были быть «растащены» в процессе рифтообразования, а до этого могли не отлагаться в силу тенденции центральной части будущей впадины к поднятию. Нужно соблюдать крайнюю осторожность при протягивании поверхностей сейсмических несогласий от бортов впадины в ее центральную часть. В пределах последней основная мощность осадков может приходиться на плиоцен — четвертичный интервал, когда резко усилились и темп поднятия смежных горных сооружений альпийского пояса, и темп погружения окаймляющих и разделяющих их впадин. Мощность только плиоцен-четвертичных отложений может достигать по примеру Южного Каспия 10—12 км, учитывая гумидный климат Черноморского бассейна. В таком случае на долю олигоцен-миоценовых образований останется лишь 2—4 км, и придется допустить их накопление в условиях некомпенсированного прогибания. Наименее ясными остаются природа и возраст нижней осадочной толщи со скоростью 4,0—4,5 км. Не исключено, что в ее составе могут принимать участие вулканиты и что она может являться аналогом верхов 2-го слоя океанской коры, а по возрасту отвечать верхам эоцена.

Расчлененность глубоководной впадины на три сегмента определяет возможность существования определенных отличий в истории каждого из них и, прежде всего, во времени рифтогенеза и степени преобразования коры. Особенно большая роль могла принадлежать Одесско-Си-

нопскому разлому, подобно главным трансформным разломам океанов.

Южно-Каспийская впадина. Эта впадина имеет овальные очертания, с длинной осью, вытянутой в меридиональном направлении на 400 км, и максимальными глубинами, несколько превышающими 1000 м. Нижнекуринский, Апшероно-Кобыстанский, Западнотуркменский и Предэльбурсский прогибы открываются во впадину и служат ее периферическими элементами. Глубоководная часть впадины состоит из двух котловин — северной, Азербайджанской и южной, Иранской. Данными ГСЗ освещено глубинное строение северной части впадины. В сочетании с данными гравиметрии и магнитометрии они показывают, что земная кора в целом прогнута под Южным Каспием до глубины более 45 км с максимумом к югу от Апшеронского архипелага. Из этой мощности около 20 км приходится на осадочный слой, 10—15 км на гранитный и 10—15—на базальтовый. В южном направлении к широте Астары происходит уменьшение мощности всей коры, особенно за счет ее гранитного слоя, который в конечном счете выклинивается [Лебедев, 1978]. Эти данные, хотя и менее уверенные, чем в случае Черного моря, указывают на принципиальное сходство глубоководных впадин обоих морей.

Осадочное выполнение Южно-Каспийской впадины на бо́льшую часть мощности слагается осадками плиоцена и квартера, которые могут достигать 10—12 км, судя по разрезам подводных окраин Азербайджана и Туркмении. Остальная мощность может приходиться на долю миоцена и олигоцена и поэтому вполне допустимо, что начало образования Южно-Каспийского глубоководного бассейна, как и Черноморского, относится к концу эоцена — началу олигоцена.

В определении очертаний глубоководной впадины Южного Каспия существенная роль принадлежит, очевидно, крупным флексурно-разломным зонам. Одной из них является намеченная Л. И. Лебедевым меридиональная Восточно-Каспийская зона, служащая на юге ограничением Туркменской подводной террасы. Параллельно ей, уже по западному ограничению глубоководной впадины намечается подобная же зона вдоль глиняно-диапировых валов, названных в честь Абиха и Шатского; на севере эта зона проектируется на восточное ограничение Апшеронского п-ова, на юге — на такое же ограничение Сефидрудского выступа Иранского побережья. Западнее параллельно этой зоне разломов протягивается Западно-Каспийский разлом — юго-западная граница Нижнекуринского прогиба. Таким образом, в основе Южно-Каспийской впадины может лежать рифт меридионального простирания, с которым, вероятно, сочленяется Нижнекуринский рифт. Наиболее вероятное время образования этих рифтов рубеж эоцена — олигоцена; во всяком случае, они должны быть моложе образования междугового рифта Талыша.

Нет никаких оснований предполагать реликтовое происхождение южно-каспийской «безгранитной» коры. Офиолиты по обе стороны впадины заведомо докайнозойские и их простирание ее пересекает; они вошли в континентальную структуру также еще до кайнозоя. Меридиональную ориентировку Каспийский бассейн в целом приобрел лишь в неогене и окончательно в конце плиоцена (акчагыла).

7. Основные этапы развития

Догерцинская история. Геологическая история Крымско-Кавказско-Копетдагской системы поддается более уверенному восстановлению с ордовика — силура. Причиной этого является неустановленное стратиграфическое положение наиболее глубоко метаморфизованных толщ, которые могут быть либо нижнепалеозойскими (кембрийскими), либо докембрийскими. Такими толщами являются чегемская и хасаутская свиты северного склона, метаморфиты Блыбского антиклинория Передового хребта, макерская свита в Главном хребте Центрального Кавказа, свита кристаллических сланцев Дзирульского массива. Все они

(кроме хасаутской свиты) лишены органических остатков, первые две имеют заведомо досилурийский и, скорее всего, доордовикский возраст, макерская свита древнее образований, содержащих обломки криноидей, а гнейсы и кристаллические сланцы Дзирулы — филлитов, заключающих органические остатки (археоциаты?, онколиты) нижнего кембрия.

Менее вероятно, что третья и четвертая толщи являются лишь более глубоко метаморфизованными аналогами палеонтологически охарактеризованных нижнепалеозойских образований; то же касается и предположения, что чегемская свита представляет собой более глубоко метаморфизованный эквивалент хасаутской. Хасаутская свита Лабино-Малкинской зоны несогласно перекрывается урлешской свитой аркозовых песчаников, в свою очередь постепенно сменяющейся граптолитовыми сланцами нижнего силура (Л. Д. Чегодаев); в ней найдены спороморфы рифейского или более молодого возраста. Возможно, что обнаруженные в свое время в бассейне р. Малки валуны со среднекембрийской фауной происходят из основания урлешской свиты. Из этих соотношений следует, что хасаутская свита может принадлежать нижнему кембрию и являться гомологом толщи филлитов Дзирульского массива. Знаменателен ее в значительной степени вулканогенный состав: вулканиты основные и средние, известны пластовые тела плагиогранит-порфиров, т. е. магматизм имеет островодужный характер. В Дзирульском массиве с толщей филлитов связаны серпентиниты, габбро, габбро-диабазы, порфириты [И. Гамкрелидзе и др., 1981]. Все это в какой-то мере напоминает диабаз-филлитоидную серию Балкан и свиту Корбу Баната; о значении этой аналогии будет сказано ниже.

Чегемская свита и свита кристаллических сланцев Дзирульского массива, если и древнее соответственно хасаутской и филлитовой свит, то, вероятно, не намного, и в общем они должны относиться если не к самым низам палеозоя, то к самым верхам протерозоя. Несколько иначе может обстоять дело в случае макерской серии, учитывая наличие в ее составе пород гранулитовой фации метаморфизма, а также единичные радиометрические определения (Rb/Sr метод) порядка 700—800 млн. лет. Не исключено, что в Главном хребте среди преобладающего метаморфического палеозоя и герцинских гранитоидов могли сохраниться реликты раннедокембрийской континентальной коры. Присутствие в гранитах Локского выступа фундамента Закавказского массива цирконов с возрастом порядка 1500 млн. лет также указывает на вероятность существования в пределах или вблизи этого массива древнего континентального основания. Упомянем, наконец, об обнаружении в верхнеюрских конгломератах Горного Крыма гальки гранитов с радиометрическим возрастом 1150 млн. лет (K/Ar метод).

Суммируя все эти отрывочные и скудные данные, следует признать маловероятным мнение о том, что Крымско-Кавказская геосинклиналь возникла в начале палеозоя непосредственно на океанском субстрате [Чесноков, Красивская, 1980]. Скорее всего, подобно более западным и более восточным участкам Средиземноморского пояса, и данный его участок возник на раздробленном раннедокембрийском континентальном основании, отдельные обломки которого могли сохраниться в Главном хребте и Закавказском массиве; на западном продолжении последнего, в пределах Южной Добруджи (район Констанцы) они доказаны радиометрически. В Предкавказье раннедокембрийский фундамент сохранился в практически непереработанном виде и прослежен глубинным сейсмозондированием на непосредственном продолжении фундамента Восточно-Европейского кратона. За счет размыва этого древнего основания могли возникнуть терригенные толщи типа чегемской с ее кварцитами, дзирульской с парагнейсами и слюдяными сланцами и, возможно, макерской.

К концу рифея — венду — раннему кембрию может относиться раздвиг древней континентальной коры с образованием «океанских зияний»; с этим событием можно связывать образование ульт-

рабазитов и базитов Дзирульского массива; возможно лабино-буульгенской серии Главного хребта [Надарейшвили, 1977] и вулканитов хасаутской свиты.

В середине—конце кембрия, в салаирскую эпоху тектогенеза растяжение сменилось сжатием, верхнепротерозойско-нижнекембрийский комплекс испытал складчатые деформации, региональный метаморфизм зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фации и плагиогранитизацию. Вполне зрелой континентальной коры при этом не возникло, и сохранились условия для возобновления геосинклинального процесса.

Если намеченная последовательность событий справедлива, то можно констатировать ее сходство с протекавшими одновременно в Анатолии и Иране, где существенная кратониазция коры произошла уже перед вендом, определив собой длительную стабильность северной окраины Гондваны в палеозое — триасе.

Герцинский этап, геосинклинальная стадия (ордовик — ранний карбон). С отложения на северном склоне Центрального Кавказа аркозовой урлешской свиты (ордовик—нижний силур?), представляющей, возможно, рифтогенную фацию (Е. В. Хаин), начинается новый, герцинский этап развития Кавказа и прилегающих областей (сходная фация ордовика известна в Западном Понте). В силуре, благодаря исследованиям Л. Д. Чегодаева, нам известна уже довольно полная гамма отложений подводной окраины континента, окаймлявшего с севера Крымско-Кавказско-Копетдагскую геосинклиналь — карбонатно-глинистые внешнего шельфа (Лабино-Малкинская зона), песчано-глинистые континентального склона (паравтохтон Передового хребта), кремнисто-глинисто-вулканогенные глубоководного бассейна (аллохтон Передового хребта). Присутствие офиолитовых олистостромов в верхнем силуре указывает на допозднесилурийский возраст офиолитовой ассоциации, слагающей самостоятельный покров в Передовом хребте; из общих соображений этот возраст, скорее всего, еще более древний, ордовикский или даже доордовикский. Петрохимические данные показывают, что офиолиты Передового хребта образовались скорее в условиях окраинного моря, чем открытого океана, но местоположение этого бассейна является спорным. Е. В. Хаин считает, что он располагался между современными зонами Передового (континентальный склон и подножье) и Главного (микроконтинент) хребтов. Г. И. Баранов, И. И. Греков и другие исследователи (1980 г.) принимают аналогичное положение бассейна, но считают его главным стволом Палеотетиса (такого же мнения придерживался ранее (1975 г.) и автор). По мнению же Ш. А. Адамия и других исследователей (1979—1980 гг.), бассейн, родоначальный для офиолитов, находился южнее зоны Главного хребта; осевую зону Палеотетиса они проводят к югу от Закавказского массива, относимого к активной окраине Европейского континента. Магнитные аномалии позволяют проследить офиолитовый пояс Северного Кавказа на восток через Предкавказье и Средний Каспий в направлении северной окраины Копетдага и Гиндукуша, а на запад — до Степного Крыма (по данным М. Н. Смирновой). Это показывает, что окраинное море с корой океанического типа простиралось на всем протяжении рассматриваемой геосинклинальной системы.

К середине девона (самое позднее) погружения распространились на Степной Крым и Предкавказье, а уже в раннем девоне в гипотетическом окраинном море к югу от Передового хребта возникла энсиматическая (по Г. И. Баранову и Е. В. Хаину) островная дуга (рис. 43). Начиная с девона, благодаря обнажениям в Сванетии хорошо прослеживается северная подводная окраина Закавказского массива; вполне вероятно, что девон здесь согласно подстилается силуром и ордовиком. Сам же Закавказский массив в течение большей части палеозоя, со второй половины кембрия и до начала карбона (позднего визе) включительно оставался областью поднятия и размыва.

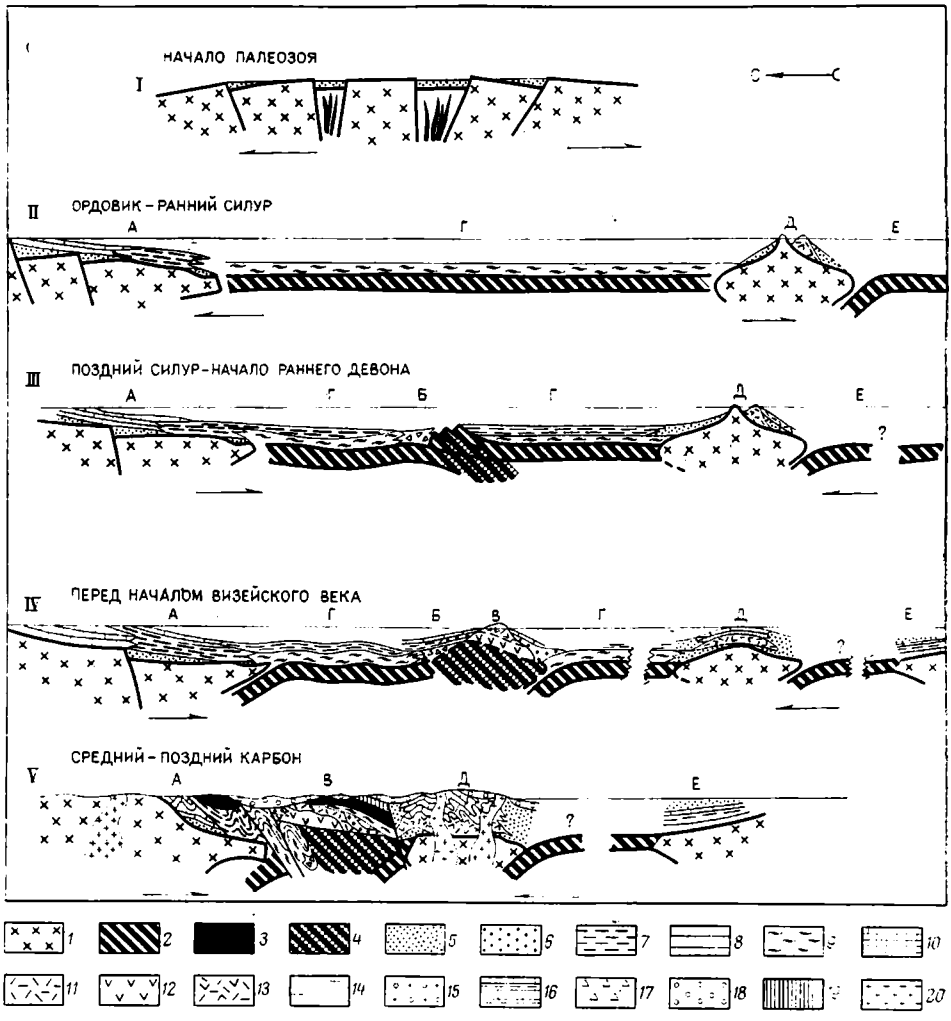


Рис. 43. Возможная модель развития Большого Кавказа в палеозое (по Е. В. Хаину).

Стадии развития: I — рифтовая, II — максимального раскрытия бассейна, III — тектонического скучивания и формирования метаморфического фундамента островных дуг, IV — формирования островных дуг; V — тектонического скучивания, складчатости и надвигания покровов.

1 — докембрийская субконтинентальная кора; *2* — океанская кора (2+3-й слои) и верхняя мантия; *3* — фрагменты океанской коры в аллохтонном залегании; *4* — метаморфический фундамент островной дуги (балкарская и армовская свиты Блыбского антиклинория); *5* — терригенные осадки склона микроконтинента (макерская серия); *6* — грубообломочные отложения урлешской свиты (грабеновая фация); *7* — сланцы лахранской свиты (силур); *8* — известняки лахранской свиты (силур); *9* — терригенно-кремнистые отложения силура; *10* — известняки и терригенно-карбонатные отложения девона; *11* — туфогенно-сланцевые отложения девона; *12* — базальтовые, андезито-базальтовые и дацитовые порфириты девона; *13* — метаморфизованные вулканиты лабино-буульгенской серии; *14* — сланцевые отложения девона; *15* — туфотерригенные и грубообломочные отложения склона островной дуги; *16* — терригенные и терригенно-карбонатные отложения шельфа и подводного склона южного континента (дисская серия); *17* — олистостромовые силурийские отложения; *18* — молассы **среднего — верхнего карбона**; *19* — метаморфические сланцы Главного хребта в аллохтонном залегании; *20* — граниты. Структурно-формационные зоны: А — Бечасынская, Б — Тоханско-Андрюкская, В — Передового хребта, Г — Архызская (гипотетическая), Д — Главного хребта, Е — Южного склона

В начале карбона наступило некоторое затухание тектонической активности, а трансгрессия моря достигла своего максимума с отложением известняков в зоне Передового хребта и глинистых, с прослоями известняков осадков в Степном Крыму и Предкавказье. В позднем визе — башкире мелководная трансгрессия перекрыла Закавказский массив. Кроме обломочных осадков и известняков, в составе ее отложений присутствуют кислые лавы и туфы, возможно комагматичные гранитоидам.

Герцинский этап, орогенная стадия (средний карбон — ранний триас). К концу раннего карбона — среднему карбону от-

носится окончание собственно геосинклинального развития региона. Становление покровной структуры Передового хребта Большого Кавказа произошло между турне и намюром, хотя присутствие офиолитовых олистостромов в верхнем силуре и некоторые определения возраста метаморфических пород, порядка 400 млн. лет, указывают на более ранние деформации и метаморфизм. Одновременно или несколько раньше начались эти процессы в Главном хребте, так как верхний из покровов Передового хребта — Ацгаринский сложен метаморфическими породами, очевидно перемещенными из Главного хребта. В конце раннего карбона здесь произошло становление первой генерации позднегерцинских гранитоидов — так называемых серых гранитов, известных также в Закавказском массиве (Дзирульский, Храмский, Локский выступы фундамента). Между тем, Сванетская зона продолжала испытывать спокойное погружение с накоплением мелководных карбонатно-терригенных осадков вплоть до конца перми или даже раннего триаса. Шлейф таких же пермских образований с телами рифовых известняков окаймляет с юга зону Главного хребта, несогласно перекрывая ее кристаллический фундамент; на востоке он вскрыт в Варандинской скважине на северо-западе Горного Дагестана.

В то время как на южном склоне Центрального Кавказа и на Восточном Кавказе в перми продолжалось спокойное погружение в относительно глубоководных условиях, в зоне Передового хребта и в Предкавказье уже шло накопление континентальных моласс — относительно мелкообломочных и угленосных в среднем и позднем карбоне, грубообломочных красноцветных в перми и начале триаса. Обломочный материал приносился в основном из зоны Главного хребта, и отсутствие подобного грубого материала в разрезе Сванетского антиклинория можно объяснить лишь их последующим тектоническим сближением. То же касается и резких отличий в степени метаморфизма между палеозоем Сванетии и Главного хребта (М. Л. Сомин). Наблюдается определенная миграция основной эпохи герцинских деформаций в северном направлении от зон Главного и Передового хребтов, где эти деформации относятся к концу раннего карбона (судетская фаза). В Предкавказье, как и в Равнинном Крыму, в среднем карбоне еще продолжали накапливаться морские терригенные формации (в Крыму флишоидные), и главные деформации произошли на рубеже среднего и позднего карбона (астурийская фаза). Наконец, еще севернее, в Донецко-Каспийской зоне возраст основных деформаций повышается до середины ранней перми, или границы ранней и средней перми западно-европейской схемы (заальская фаза).

На поздний карбон и пермь приходится формирование многочисленных плутонов калиевых гранитов и гранодиоритов в Закавказском массиве, в Главном хребте и в южном Предкавказье. Радиометрические датировки находятся в пределах 290—250 млн. лет; граниты, вероятно, комагматичны кислым вулканитам среднего карбона и ранней перми; соответственно выделяются две генерации позднепалеозойских гранитоидов («серые» и «красные» граниты). Исследования грузинских петрографов [Абесадзе и др., 1980] показали, что обе эти генерации в пределах Закавказского массива, с одной стороны, и Большого Кавказа — с другой, обнаруживают петрохимическую полярность в меридиональном профиле, с увеличением содержания щелочей и литофильных элементов к северу. Это свидетельствует в пользу существования наклоненных в том же направлении зон Беньофа по южному ограничению Закавказского массива и зоны Главного хребта.

Интересно, что позднегерцинские граниты, широко распространенные в зоне Главного хребта, практически отсутствуют в зоне Передового хребта, но появляются вновь к северу от нее. Это связано, очевидно, с фемическим характером субстрата зоны Передового хребта.

К концу палеозоя — триасу относится формирование Пшекиш-Тырныаузского разлома — правого сдвига, а также Северного

разлома, составляющих южное и северное ограничения зоны Передового хребта, и других вертикальных разломов доюрского основания северного склона Большого Кавказа и Предкавказья.

В начале триаса интенсивность вертикальных движений в Главном и Передовом хребтах еще была значительна, но затем наступил спад тектонической активности, и на западном погружении обеих зон триас представлен карбонатными формациями — слоистыми известняками нижнего и низов среднего триаса, рифогенными доломитами верхнего триаса (норий — рэт?), разделенными терригенной формацией верхов среднего — низов верхнего триаса. В восточном направлении в основании нория развивается резкое угловое несогласие и появляются конгломераты; более слабые местные несогласия, также сопровождаемые конгломератами, отмечаются в основании верхнего ладина и карния.

В целом относительно спокойный тектонический режим северных зон Большого Кавказа в триасе находится в довольно резком контрасте с тем, что наблюдается южнее, в полосе Горного Крыма и южного склона Большого Кавказа, и севернее, в Предкавказье с его тафрогеосинклиналями и вулкано-плутоническим поясом.

Киммерийский — альпийский этапы, геосинклинальная стадия (триас — эоцен). Возобновление активных погружений, т. е. регенерация геосинклинального режима в Горном Крыму и, вероятно, на Большом Кавказе, в зоне южного склона Центрального Кавказа и Восточном Кавказе, относится к среднему — позднему триасу, хотя на Кавказе оснований для такой датировки еще недостаточно. Сопряженно с раскрытием этого бассейна на периферии северного континента, в южной части Скифской платформы, в позднем триасе развивался краевой вулкано-плутонический пояс, продолжение которого прослеживается на запад в Северную Добруджу и на восток в Закаспий и далее в Северный Афганистан и Центральный Памир. Этот пояс наследует более широкий позднепалеозойский пояс, установленный А. А. Моссаковским (1975 г.). В его тылу развивались структуры растяжения — триасовые тафрогеосинклинали Скифской и Туранской плит, Тарханкута, Азовского вала, Ейско-Березанская, Туаркырская. В начале юры они были охвачены сжатием и замкнулись, испытав складчатые деформации. То же произошло в конце лейаса в Северной Добрудже с образованием направленных к северу надвигов.

С начала юры обстановка становится более ясной (рис. 44). Вдоль всего Большого Кавказа протягивается глубокий прогиб (Бзыбско-Казбекский, по Д. И. Панову и М. Г. Ломизе) с накоплением тонких глинистых осадков и проявлениями толеит-базальтового магматизма в форме покровов, силлов и даек. В раннем лейасе, особенно в северном борту трога, толеитовому магматизму предшествовал кислый. По данным М. Г. Ломизе (1980 г.), петрохимический характер магматитов промежуточный между океанским и континентальным, а наличие кислых разностей подтверждает ассимиляцию континентальной коры, в то время как другие исследователи считают, что первичный состав этих магматитов отвечает океанскому типу, а отклонения от него связаны со вторичными изменениями [Закариадзе и др., 1980]. В северном борту прогиба параллельные дайки основного состава составляют, по наблюдениям разных исследователей, от 20 до 50 % горизонтального разреза вмещающих доюрских образований. Это приводит М. Г. Ломизе к заключению о формировании юрского прогиба Большого Кавказа в условиях растяжения, не вызвавшего, однако, полного разрыва континентальной коры, а лишь ее утонение, подтверждаемое данными глубинного сейсмозондирования. Максимальный масштаб растяжения оценивается в 100 км. Поскольку, однако, данные относительно даек относятся к борту прогиба, и принимая во внимание петрохимические данные, не исключено, на наш взгляд, что растяжение было более значительным, и трог мог быть близок к красноморскому типу.

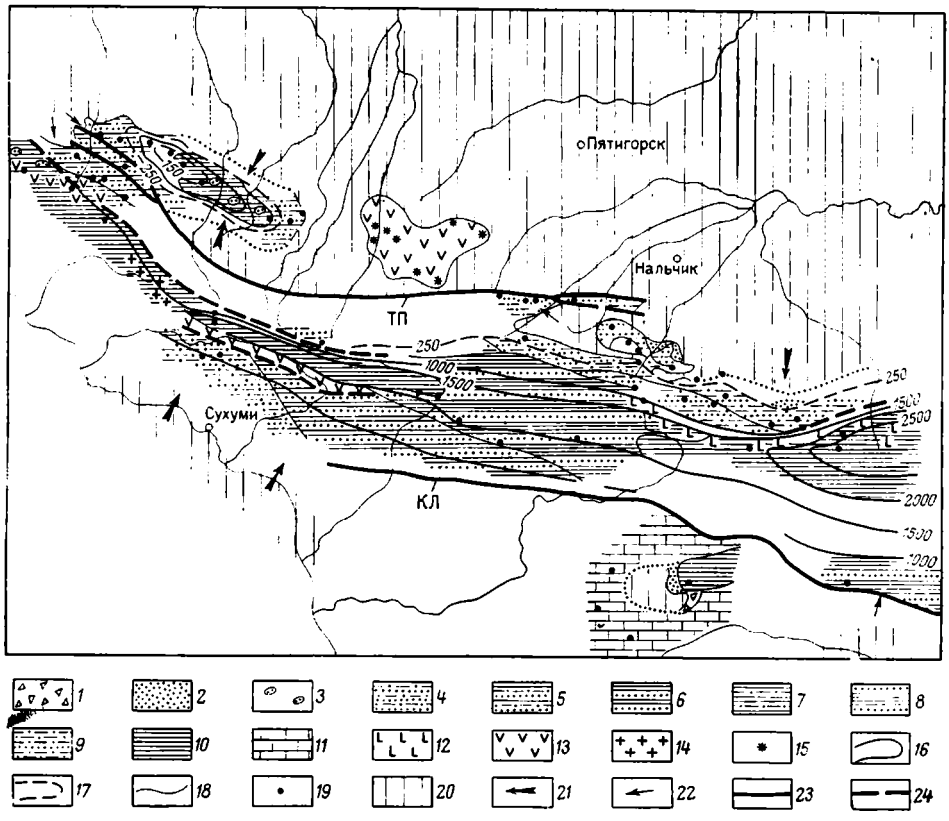


Рис. 44. Схема распределения фаций и мощностей домерских отложений центральной части Большого Кавказа (по Д. И. Панову).

1 — брекчии; *2* — песчаники; *3* — линзы песчаников; *4* — песчаники и алевролиты; *5* — то же и аргиллиты; *6* — песчаники и аргиллиты; *7* — аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов; *8* — то же, с прослоями песчаников; *9* — алевролиты с прослоями песчаников; *10* — аргиллиты; *11* — известняки; *12—14* — вулканогенные породы: *12* — основные, *13* — средние и среднекислые; *14* — кислые; *15* — центры излияний; *16—17* — изопахиты: *16* — основные (через 500 м), *17* — дополнительные (через 250 м); *18* — границы фаций; *19* — точки замеров мощности; *20* — области денудации; *21—22* — направления сноса обломочного материала, *21* — главные, *22* — второстепенные; *23* — шовные зоны: Тырныауз-Пшекишская (ТП) и Кахетино-Лечхумская (КЛ); *24* — конседиментационные разломы

К северу от линии Авадхара — Ларс наблюдается переход глубоководных и тонкозернистых отложений лейаса—аалена в более мелководные и более мощные песчано-глинистые образования [Панов, 1976], которые еще севернее, в бассейне р. Кубани в плинсбахе — тоаре и в северо-восточном Дагестане в тоаре — аалене замещаются паралической угленосной формацией. Переход в более мелководные отложения происходит и к югу от Бзыбско-Казбекского трога, в Гагра-Джавской зоне и на ее восточном продолжении вдоль подножья южного склона, где появляются и конгломераты из пород Закавказского массива. Однако южная часть этого массива уже в синемюре была покрыта морем, отложившим в течение лейаса — аалена лишь относительно маломощную толщу песчано-глинистых осадков. На Дзирульском выступе лейас сложен красными органогенными известняками.

В некоторых районах (долина Кубани, Дигория и др.) известны вулканиты известково-щелочного состава, по которым М. Г. Ломизе намечен Северо-Кавказский краевой вулканический пояс, очевидно наследующий аналогичный триасовый с некоторым смещением к югу. Существование этого пояса заставляет предполагать наличие относительно круто падающей под него в направлении от глубоководного трога зоны Беньофа. Таким образом, на Северном Кавказе в начале юры существовала активная окраина континента с окраинным морем на месте

Большого Кавказа, отделенным от собственно Тетиса частично затопленным Закавказским микроконтинентом.

Эти палеотектонические соотношения могут быть экстраполированы и на Горный Крым и Копетдаг. В Горном Крыму известны мелководно-прибрежные краевые фации лейас-аалена эскиординской свиты с экзотическими глыбами (олистолитами) известняков верхнего палеозоя, триаса и лейаса, а также эффузивами и силлами основного и среднего состава. На крайнем востоке Копетдага морская терригенная нижняя юра замещается паралическими и континентальными угленосными отложениями, залегающими с резким несогласием на более древних образованиях триаса и палеозоя, интенсивно дислоцированных и метаморфизованных. Очевидно, здесь происходило замыкание Крымско-Кавказско-Копетдагского краевого бассейна.

Как для Горного Крыма, так и для Большого Кавказа и Северного Закавказья характерно проявление предбайосских складчатых деформаций. В осевой зоне раннеюрского трога за счет скучивания осадочного материала формируется невулканическая островная дуга, разделившая окраинное море на глубоководный флишевый прогиб на юге и мелководный бассейн на севере. В Горном Крыму свидетелем поднятий является образование толщи битакских конгломератов и песчаников мощностью до 4 км [Бызова, 1980].

Закавказский массив в байосе стал ареной мощного, типично островодужного известково-щелочного вулканизма, очевидно связанного с зоной Беньофа, наклоненной от Малокавказского океанского бассейна к северу под массив. Вулканизм этот на юге продолжается до батского века включительно, сопровождаясь внедрением интрузий гранитоидов, известных на всем пространстве массива, а также на южной периферии зоны Главного хребта Центрального Кавказа (Санчаро-Кардывачский плутон). Проявления байосского известково-щелочного магматизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме, наряду с накоплением песчано-глинистых мелководных осадков, в бате местами слабоугленосных, известны и в Горном Крыму. На Большом Балхане и в Копетдаге в средней юре отлагается мощная глинистая толща.

На границе средней и поздней юры по всей рассматриваемой геосинклинальной системе происходит резкая смена формаций, которая, однако, была обусловлена, вероятно, изменением не столько тектонического режима, сколько общей климатической обстановки, или сочетанием действия обоих факторов. Действительно, с этого времени рассматриваемая система оказалась уже не в гумидном, а в аридном климатическом поясе. Соответственно терригенные формации сменились красноцветно-эвапоритовыми по северной периферии геосинклинали, в Предкавказье и Закаспии; через Горный Крым и северный склон Большого Кавказа (Скалистый хребет) и далее в Закаспий (Большой Балхан и Копетдаг) протянулся пояс рифовых известняков оксфорд-титонского возраста; другой рифовый пояс сопровождает с юга флишевую зону южного склона и обоих погружений Большого Кавказа, маркируя северный край Зазавказского массива (микроконтинента), в его тылу также известны (Западная Грузия) красноцветы и эвапориты, а на юге массива снова появляются рифовые известняки.

Также на юге Закавказского массива в пределах надстраивающей его вулканической дуги продолжался, хотя и в более слабой форме, андезитовый вулканизм, а севернее, в тылу этой дуги излияния имели основной состав с повышенной щелочностью (Западная Грузия).

На рубеже юры и мела проявляется заключительная фаза позднекиммерийского тектогенеза. Местами она ощущается уже перед титоном, местами затягивается до середины раннего мела. В эту фазу усиливается рост островной дуги Большого Кавказа и происходит осушение значительной части Закавказского массива; новая трансгрессия здесь развивается начиная с баррема, в Западной Грузии с накоплением ургонской фации известняков. В глубоководном прогибе южного

склона Большого Кавказа продолжается непрерывное накопление флиша, а в области северного склона — неритовых известняков, песчаников, глин. Нижние горизонты мела в центральной части северного склона и в северо-восточном Дагестане не отлагались.

В Горном Крыму деформации и поднятия конца юры — начала мела проявились практически повсеместно, положив конец накоплению известняков и флиша (местами охватывающему и берриас), а погружения возобновились в период от готерива до альба. Северные зоны Горного Крыма, уже начиная с поздней юры (на западе) и раннего мела (на востоке), практически более не испытывали складчатых деформаций и представляют собой, таким образом, область киммерийского тектогенеза в строгом смысле этого слова. То же справедливо и для Большого Балхана, где основные деформации, не считая общего сводового поднятия этого горного сооружения, закончились к мелу, залегающему с резким несогласием на верхней юре. В Копетдагской геосинклинали мел залегает на юре в общем согласно и нижний его отдел состоит из двух формаций — неокомской неритовой карбонатной и апт-альбской песчано-глинистой, несколько более глубоководной.

Поздний мел для всей рассматриваемой геосинклинальной системы был временем относительно спокойного тектонического развития и максимальной трансгрессии с широким распространением пелагической мергельно-известняковой формации. Но в зоне южного склона Большого Кавказа, на обоих его погружениях и, вероятно, вдоль юго-восточной подводной окраины Горного Крыма и Апшероно-Прибалханского порога на Каспии продолжалось накопление флиша, а в южной части Закавказского массива — островодужный вулканизм андезитово-липаритового состава. Вдоль северной периферии массива магматизм проявляется в альбе — сеномане, но имеет, в соответствии с полярностью по отношению к зоне Беньофа, падающей под массив с юга, уже субщелочной — основной состав.

Переход от мела к палеогену совершился в Крыму, на Кавказе и Копетдаге также относительно спокойно, хотя в северной зоне Юго-Восточного Кавказа на этой границе обнаружено угловое несогласие, и практически повсеместно мергельно-известняковая формация сменяется мергельно-глинистой и, соответственно, карбонатный флиш — терригенным. Северо-Закавказская вулканическая дуга на западе — в Аджаро-Триалетах и на юго-востоке — в Талыше осложняется рифтами с проявлениями в среднем и позднем эоцене мощного субщелочного и щелочного магматизма.

Альпийский этап, орогенная стадия (олигоцен—квартер). Новый перелом в развитии Крымско-Кавказско-Копетдагской системы произошел на границе эоцена и олигоцена. В ряде районов Кавказа, от северных предгорий Северо-Западного Кавказа до северо-восточных предгорий Малого Кавказа, отмечено резкое несогласие в основании олигоцена. Резко изменяется состав осадков — карбонатные породы исчезают, сменяясь темноцветными неизвестковистыми глинами майкопской серии, содержащими местами мощные пачки песчаников и олистостромы (на южном склоне Восточного Кавказа и на восточном погружении Триалет олистостромовый горизонт развит уже в верхнем эоцене). Все это свидетельства начала роста орогенных поднятий Большого и Малого Кавказа. Последнее включило южную окраину Закавказского массива с наложенными на него рифтовыми прогибами Аджаро-Триалет и Талыша, а также бассейн центральной части Малого Кавказа с корой океанского типа, замкнувшийся после мощной фазы сжатия в середине сенона. Вдоль северной и южной периферии Большого Кавказа, а также на его погружениях в олигоцене возникли системы краевых и периклинальных прогибов — Западно- и Восточно-Кубанские, Терско-Каспийский и Кусаро-Дивичинский на севере, Адлерский, Рионский, Куринский и Апшероно-Кобыстанский на юге. Еще одна система прогибов образовалась перед Малым Кавказом, а также Аджаро-Триалетами и

Талышом. Вплоть до середины миоцена она развивалась независимо от полосы прогибов, окаймлявших Большой Кавказ с юга, испытывая встречное смещение, которое привело в позднем миоцене к образованию зоны межгорных прогибов, прерывавшейся в пределах Дзирульского поперечного поднятия.

Тем временем геосинклинальные толщи Большого Кавказа испытали складчато-надвиговые деформации, достигающие максимальной интенсивности в конце миоцена — начале плиоцена на южном склоне с отчетливой миграцией отдельных импульсов деформаций с севера на юг. В конце плиоцена — квартере они охватили Куринский прогиб — на западе целиком, на востоке в пределах современных Аджиноурских предгорий и левобережья нижнего течения Куры, а также Апшероно-Кобыстанской области. Здесь эти деформации продолжаются и в современную эпоху. В более слабой форме они проявились в Терском и Западно-Кубанском прогибах.

Аналогичные события происходили и в пределах Копетдага, Большого Балхана и Кубадага, начало поднятий и деформаций которых также относится к концу олигоцена и где прослеживаются те же две главные эпохи деформаций — позднемиоценовая — раннеплиоценовая и конца плиоцена—квартера, с миграцией к северо-западу. Начало интенсивного прогибания меридиональной Каспийской впадины приходится на самый конец миоцена с продолжением в течение плиоцена — квартера, когда в Южном Каспии накопилось до 10 км осадков. Значительная их часть приходится на ранний плиоцен — время отложения продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной — Туркмении. Опускания, связанные с образованием Южнокаспийской впадины, частично наложились по ее периферии на уже смятые в складки доплиоценовые отложения; это касается Кобыстана, Апшерона, Апшеронско-Прибалханской и Мессерианской зон. Более поздняя, в основном четвертичная складчатость этих зон отличается по форме и простиранию от доплиоценовых деформаций, подчиняясь контурам Южнокаспийской впадины.

Нечто подобное наблюдается и в Керченско-Таманской области, между Крымом и Кавказом, хотя эта область и не испытала столь интенсивных молодых погружений. Основная часть Горного Крыма, как и Большой Балхан на востоке, испытала в олигоцене — квартере общее сводовое воздымание с перекосом к югу, в сторону Черноморской впадины. Аналогичное сводовое воздымание, нараставшее во времени, испытывали Большой Кавказ и Копетдаг, но здесь они предварялись складчато-надвиговыми деформациями. В Крыму эти деформации охватили лишь Индольский передовой и Керченский периклинальный прогибы, а также лежащую на продолжении последнего юго-восточную зону подводной окраины полуострова. Аналогичные деформации прослежены и вдоль подводной окраины Северо-Западного Кавказа.

Позднемиоценовая эпоха тектогенеза является одновременно рубежом между ранней и поздней стадиями развития горных сооружений области. С ней совпадает смена песчано-глинистой, вначале даже глубоководной морской нижней молассы грубообломочной и в значительной мере континентальной или крайне мелководно-морской верхней молассой. В позднеорогенную стадию произошла вспышка наземного вулканизма с образованием стратовулканов Эльбруса и Казбека и вулканических полей Верхнечегемского нагорья и Баксана, небольших базальтовых излияний в северном борту крайней западной части Куринской впадины, а также интрузивного магматизма, создавшего гипабиссальные кислые интрузии в Главном и Передовом (Эльджурты) хребтах и в Минераловодском районе. Все они приурочены к общему поперечному подъему Большого Кавказа и Кавказского перешейка в целом. Сводовое воздымание Большого Кавказа не было плавным, а осложнялось как продольными, так и поперечными ступенями, что отражается не только на рельефе и, в частности, гипсометрическом положении фрагментов поверхностей выравнивания, но и на поведении зеркала складчатости.

8. Некоторые выводы и проблемы

В рассмотренной складчатой геосинклинальной системе основным звеном является, бесспорно, Большой Кавказ, обнаруживающий наибольшую полноту геосинклинального и орогенного развития. В нашей стране Большой Кавказ, благодаря как своим природным особенностям, так и хорошей изученности, являлся и продолжает оставаться «полигоном», на котором проходят проверку как отечественные, так и зарубежные концепции тектогенеза[1]. Сейчас предпринимаются попытки объяснить формирование современной структуры Большого Кавказа как с фиксистских, так и с мобилистских позиций. Представляется любопытным произвести сравнение этих моделей. При этом речь пойдет об альпийском этапе развития Большого Кавказа по трем основным причинам. Во-первых, наши знания о палеозойском этапе слишком скудны, во-вторых, для этого этапа предложены, за некоторым исключением [Резанов, Шевченко, 1980], лишь мобилистские модели (см. выше) и, в-третьих, альпийский этап отделен от герцинского эпохой крупной перестройки структурного плана и может рассматриваться как практически вполне самостоятельный. Это последнее обстоятельство не учтено в одной из фиксистских моделей развития Большого Кавказа — модели И. А. Резанова и В. И. Шевченко.

В модели предусматривается существование под всем Кавказом байкальского метоморфического фундамента, образование на этом субстрате сначала в каледонском этапе платформенных впадин (доказательства этого в действительности отсутствуют) и, далее, развитие на их месте узких, но глубоких герцинско-альпийских геосинклинальных трогов, разделенных межтроговыми выступами байкальского фундамента. Альпийское горообразование выразилось в вовлечении в поднятие части трогов и межтроговых выступов и в опускании с накоплением моласс — другой их части. Причиной этого служат фазовые изменения на границе кора — мантия и сопутствующие им процессы. Погружение сопровождается подъемом границ Мохоровичича и Конрада; «осадочный» и «гранитный» слои приобретают при этом свойства «базальтового» слоя, а «базальтовый» слой погружается в мантию, превращаясь в эклогит. Формирование эклогитов сопровождается выносом кремнезема и щелочей, который способствует гранитообразованию на более высоких уровнях, что, в свою очередь, вызывает поднятие. Причиной поднятия может являться также, согласно этим же авторам, и серпентинизация верхов мантии.

Большей конкретностью и более полным учетом фактического материала отличается фиксистская модель развития Большого Кавказа, разработанная В. Н. Шолпо на основе идей В. В. Белоусова [Шолпо, 1978]. В этой модели альпийский этап справедливо рассматривается как самостоятельный, но указывается, что основной геосинклинальный прогиб альпийского Большого Кавказа возник на месте наиболее поздно замкнувшейся и наименее консолидированной части герцинской геосинклинальной системы. Образование прогиба рассматривается как результат внедрения в нижние горизонты коры больших масс основной магмы, но растяжение отрицается. Признается, однако, что зона повышенной проницаемости литосферы была наклонена в сторону северной платформы; эта зона отождествляется с «тектонофером» Ю. М. Шейнманна, т. е. с зоной Беньофа.

Дальнейшее развитие Кавказской геосинклинали связывается с метаморфическим преобразованием нижней части ее осадочного выполнения под влиянием его погружения в область повышенных температур и давлений и притока глубинных флюидов. Принимается, что при этом

---

[1] Несмотря на некоторую нетипичность Большого Кавказа как альпийской геосинклинали, наиболее ярко выраженную в отсутствии полной офиолитовой ассоциации — свидетельства океанской коры.

происходит понижение плотности глинистых пород, возникает инверсия плотностей, вызывающая обратный подъем метаморфизующихся толщ — глубинный диапиризм, а на более глубоких уровнях — гранитообразование за счет дифференциации основного материала, поступившего сюда на начальной стадии развития геосинклинали. Гранитизация также сопровождается инверсией плотностей и служит второй причиной роста поднятия на месте осевого прогиба геосинклинали. Она же приводит к увеличению мощности коры.

Развитие двухъярусного глубинного диапира продолжается, по В. Н. Шолпо, с начала поздней юры и до начала миоцена и служит причиной инверсии Большекавказской геосинклинали (отрицаемой И. А. Резановым и В. И. Шевченко), начинающейся в действительности еще перед байосом. Глубинный диапиризм сопровождается складчатыми деформациями, порождаемыми в его ядре восходящим течением материала, а на периферии — горизонтальным сжатием вследствие распирающего действия диапира.

Орогенный этап развития Кавказа, по мнению В. Н. Шолпо (вслед за В. В. Белоусовым), не является прямым продолжением геосинклинального этапа, а представляет независимый процесс, происходящий по другому структурному плану с блоковыми движениями преимущественно в поперечном к Кавказу направлении. Причины горообразования, в соответствии с концепцией В. В. Белоусова, должны заключаться в новом подъеме мантийного материала к коре, не находящего, однако, выхода на поверхность вследствие утолщения коры и понижения ее проницаемости.

Переходя к критическому анализу обеих фиксистских моделей, из которых модель В. Н. Шолпо представляется более обоснованной, приходится заметить, что обе они не учитывают ряда следующих особенностей развития и структуры Большого Кавказа.

1. Заложение альпийской геосинклинали Большого Кавказа сопровождалось существенным растяжением, утонением и, возможно, полным разрывом ранее возникшей здесь континентальной коры.

2. В пределах Закавказского массива, Большого Кавказа и Предкавказья петрохимия магматитов на протяжении всего альпийского этапа развития обнаруживает отчетливую петрохимическую полярность [Adamia et al., 1977; Борсук, 1979; Ломизе, 1980]. Полярность связана с активностью двух зон Беньофа, наклоненных к северу — одна под Закавказский срединный массив, другая — под зону Главного хребта Центрального Кавказа и ее восточное продолжение. Роль первой была особенно ощутима в лейасе — аалене, роль второй начала проявляться с байоса.

3. Современная внутренняя структура Большого Кавказа формировалась в обстановке общего сжатия. Подтверждением является достаточно широкое развитие тектонических покровов, которые лишь частично могут иметь гравитационную природу. Основное горообразование имело место уже после образования шарьяжей.

Трудно согласиться с В. Н. Шолпо и в том, что линейная, доходящая до изоклинальной складчатость и кливаж южного склона, а также осевой полосы Восточного Кавказа целиком являются продуктом глубинного диапиризма, а не общего тангенциального сжатия. Детальный структурный анализ, проведенный И. П. Гамкрелидзе на южном склоне Центрального Кавказа и в Северо-Западном Кавказе, подтвердил решающую роль внешних сжимающих усилий в формировании складчатой структуры и кливажа. Что касается кливажа, то примечательным фактом является его исчезновение на флангах складчатого сооружения именно там, где погружается цепь передовых поднятий Закавказского срединного массива (Гагра-Джавско-Вандамская зона).

Учитывая только масштаб перемещения шарьяжей Главного хребта южного склона, а также оценивая поперечное сокращение при складчатости в 50 %, можно прийти к выводу, что в целом сжатие при обра-

зовании альпийского сооружения Большого Кавказа составляло около 200 км, что превысило растяжение при заложении геосинклинали и должно было привести (см. ниже) к увеличению мощности коры.

Размер сокращения площади заметно убывает в направлении обоих погружений складчатого сооружения; этому соответствуют уменьшение напряженности складчатости, переход от линейной складчатости к брахиморфной. Максимальное сжатие складчатой системы совпадает с наиболее приподнятым положением, с выступом Закавказского массива, а расширение и погружение — с погружением фундамента последнего. В зоне наибольшего опускания фундамента массива — в Южнокаспийской впадине наблюдается резкое отклонение складок Восточного Кавказа и Западного Копетдага к югу с образованием двусторонней виргации, что логично объясняется М. Л. Коппом горизонтальным выдавливанием геосинклинального комплекса из участков наибольшего сжатия орогена в менее сжатые его участки.

4. Структура Большого Кавказа характеризуется отчетливой асимметрией, с решительным преобладанием южной вергентности складок и надвигов. Эта особенность складчатого сооружения Большого Кавказа подчеркивается прежде всего резким отличием чрезвычайно интенсивно деформированных и затронутых глубоким катагенезом или начальным метаморфизмом сланцево-флишевых толщ южного крыла сооружения (на Восточном Кавказе и его осевой полосе) от полого складчатых или даже залегающих моноклинально и претерпевших лишь незначительные постседиментационные изменения одновозрастных толщ северного крыла мегантиклинория. Примечательно, далее, что даже в этом крыле движение по надвигам и шарьяжам происходило в южном направлении, за исключением двух крайних участков—вдоль Ахтырского надвига на границе Западно-Кубанского прогиба на северо-западе и вдоль Крызского и Сиазанского надвигов на границе Кусаро-Дивичинского прогиба на юго-востоке. Эти северовергентные надвиги можно рассматривать по аналогии с Альпами и Карпатами, как ретрошарьяжи, связанные с образованием соответствующих молассовых прогибов.

5. Следует подчеркнуть, что в альпийских, в том числе позднеальпийских деформациях активно участвует не только собственно альпийский, триас-палеогеновый геосинклинальный комплекс, но и его доальпийское основание. Отсюда вытекает вывод о том, что источником альпийских деформаций не могут быть процессы метаморфизма и гранитизации в низах альпийского осадочного комплекса; источник этот лежит значительно глубже. Отнюдь не случайно наибольшая степень вовлечения доальпийского фундамента в молодые деформации наблюдается в Центральном Кавказе, где фундамент полого надвинут на альпийский комплекс южного склона.

На наш взгляд, вся сумма известных фактов, касающихся альпийской истории и структуры Кавказа, находит свое наиболее полное объяснение в мобилистской модели, предусматривающей в начале альпийского этапа (поздний триас — аален) отделение Закавказского массива (микроплиты) от Евразиатской плиты и ее Предкавказского (Скифского) обрамления, а в дальнейшем, начиная с байоса, поддвиг Закавказской плиты под Предкавказскую (рис. 45). Впервые предположение о таком поддвиге было высказано В. П. Ренгартеном еще в 1926 г., а недавно (1979 г.) к аналогичному заключению пришел А. Г. Шемпелев, уже на основании комплексной интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования.

Вывод об образовании складчатой структуры в условиях общего горизонтального сжатия может быть с полным основанием распространен и на Крым и Копетдаг. Здесь показателем этого служит наличие системы диагональных сдвигов — северо-западных правых и северо-восточных левых, свидетельствующих о сжатии в меридиональном направлении [Расцветаев, 1973].

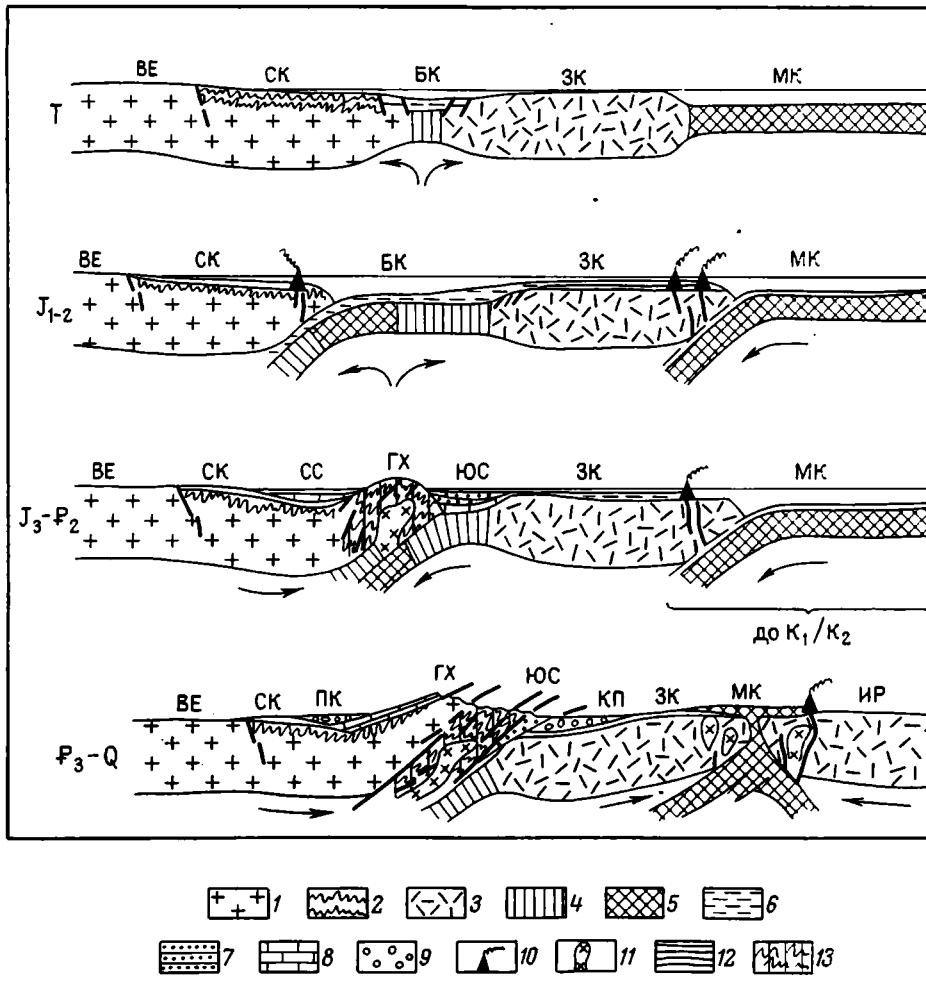


Рис. 45. Возможная модель тектонического развития Большого Кавказа и Северного Закавказья в мезозое — кайнозое.

1 — докембрийская кора Восточно-Европейского континента; *2* — палеозойский комплекс Скифской плиты; *3* — кора Закавказского и Иранского срединных массивов; *4* — утоненная и переработанная континентальная кора; *5* — кора океанского типа, *6* — сланцевая формация; *7* — флишевая формация; *8* — шельфовая терригенно-карбонатная формация; *9* — моласса; *10* — вулканический пояс; *11* — гранитоиды; *12* — чехол платформ, срединного массива и океанской коры; *13* — деформированные отложения сланцевой формации; ВЕ — Восточно-Европейский кратон, СК — Скифская плита, БК — Большой Кавказ, ЗК — Закавказский срединный массив, МК — Малый Кавказ (центральная часть), СС — Северный склон, ГХ — Главный хребет, ЮС — Южный склон Большого Кавказа, ПК — Предкавказский прогиб, КП — Куринский прогиб, ИР — Иранский срединный массив

Собственно альпийская эпоха деформаций, практически совпадающая с орогенным этапом, начинается в конце эоцена и выражается в энергичном поддвиге Закавказской микроплиты под Евразиатскую со скоростью 6—7 см/год [Зоненшайн и др., 1979]. В олигоцене — миоцене интенсивность поддвига и соответственно деформаций значительно снижается и их новое усиление приходится на поздний миоцен — начало плиоцена и конец плиоцена — квартер. К этой последней фазе относится и вспышка наземного известково-щелочного магматизма в центральной части Большого Кавказа. Другим доказательством коллизии Закавказской и Евразиатской плит с пододвиганием первой под вторую является весьма характерная деформация олигоцен-неогеновых отложений вдоль черноморской подводной окраины Западного Кавказа, вполне сходная с наблюдаемой в висячем крыле зон субдукции по периферии океанов, например, вдоль Макранского побережья Оманского залива [Галушкин, Ушаков, 1980].

Большой интерес в этой связи представляют и результаты глубинного магнитотеллурического зондирования, позволившие Г. Е. Гугунаве (1976 г.) прийти к выводу о погружении поверхности астеносферного слоя в Закавказье в сторону Большого Кавказа и ее приподнятом положении в пределах последнего. До недавнего времени еще одним свидетельством в пользу поддвига Закавказья под Большой Кавказ могли служить данные об увеличении глубины очагов землетрясений на Восточном Кавказе в северном направлении, вплоть до появления подкоровых очагов в Каспии, у Кавказского побережья [Кропоткин, Ларионов, 1976]. Существование здесь таких глубоких (более 60 км) очагов ныне отрицается грузинскими сейсмологами [Балавадзе и др., 1980], но некоторая тенденция их углубления к северу, видимо, все же имеет место.

Сделанные по Кавказу выводы можно, очевидно, распространить на Крым и Копетдаг. Близ южного побережья Горного Крыма, как известно, существует сейсмофокальная зона, круто наклоненная под полуостров и достигающая глубины 40 км. Локализованность этой зоны против небольшого участка побережья у Алушты объясняется, видимо, двумя причинами: реликтовым характером и пересечением продольной зоны поддвига с поперечным Симферопольско-Алуштинским разломом. Независимым доказательством такого поддвига является существование в пределах юго-восточной подводной окраины Крымского п-ова зоны молодой и современной складчатости, совершенно аналогичной призападнокавказской. Что же касается Копетдага, то и здесь мы наблюдаем молодые деформации на Апшеронском пороге, к югу от Кубадага и Большого Балхана и в южном борту Предкопетдагского прогиба. К востоку от поперечного разлома, разделяющего Большой Балхан и Копетдаг, поддвиг южной плиты под северную сменяется, очевидно, обратным их смещением; эта тенденция сохраняется, однако, лишь до Урало-Оманского линеамента.

Последняя особенность показывает, что в отличие от северной, Евразиатской плиты южная, простирающаяся из Черного моря в Закаспий, не является монолитной, а разбита поперечными разломами сдвигово-трансформного типа. Один из таких разломов показан на схеме литосферных плит региона на северном продолжении Восточно-Анатолийского разлома (рис. 46); он совпадает с разломом, намеченным ранее автором вдоль восточного ограничения Дзирульского массива и Е. Е. Милановским в направлении на Грозный, где известен небольшой центр молодого вулканизма. Этот разлом, очевидно, «просвечивает» в надвигающейся плите, и им частично объясняется вытянутость ареала молодого вулканизма Большого Кавказа в поперечном направлении, подчеркиваемая многими исследователями. Помимо данного разлома очевидно существование минимум еще двух; один из них, Одесско-Синопский, ограничивает с запада сооружение Горного Крыма и делит на две отличные друг от друга части Черноморскую глубоководную котловину. Другой, Западно-Каспийский, служит западным ограничением Южнокаспийской впадины. Ее восточным ограничением и является, вероятно, южное продолжение упоминавшегося выше разлома между Большим Балханом и Копетдагом.

Одним из распространенных возражений против мобилистских моделей развития Кавказа является указание на древность Транскавказского поднятия. Однако только для Предкавказской плиты и северного склона Большого Кавказа имеются признаки его проявления с начала мезозоя, т. е. по окончании здесь геосинклинального развития. По-настоящему же существование Транскавказского поднятия на всем его протяжении ощущается лишь начиная с позднего миоцена — с начала позднеорогенной стадии. В частности, в это время в Предкавказье выступило Ставропольское поднятие, разделившее его на две впадины, четко обозначалась Каспийская полоса меридиональных опусканий.

Все эти события наиболее логично связать с коллизией Аравийской плиты с Анатолийско-Иранской и Понтийско-Каспийской и, в конечном

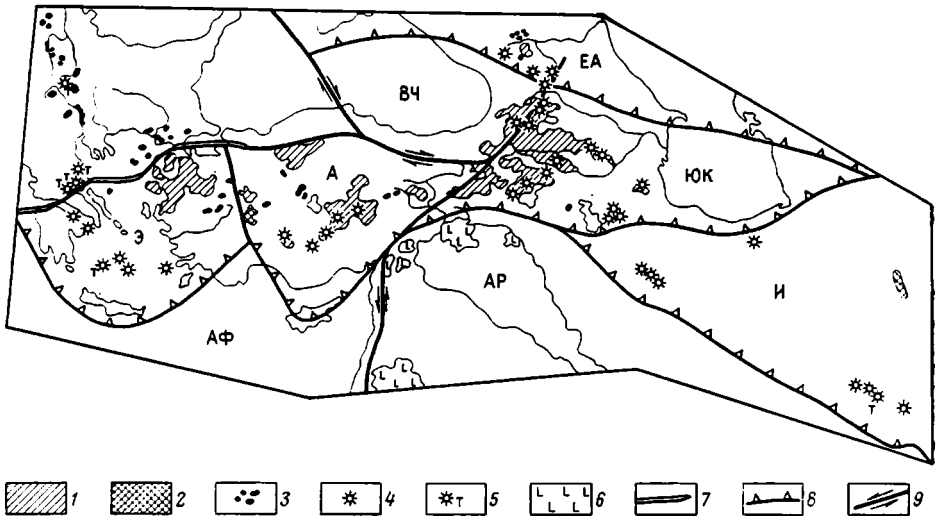


Рис. 46. Распространение плиоцен-четвертичных магматических пород и границы литосферных плит срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса (по Л. П. Зоненшайну и др.).

1 — известково-щелочной вулканизм; *2* — щелочной вулканизм; *3* — субвулканические тела известково-щелочного и щелочного состава; *4* — плиоцен-четвертичные вулканы; *5* — то же, со щелочными и субщелочными излияниями; *6* — щелочные плато-базальты; *7* — границы наращивания; *8* — границы поглощения; *9* — границы скольжения; плиты и микроплиты (*В.Х.*): ЕА — Евразийская, Э — Эгейская, А — Анатолийская, И — Иранская, ВЧ — Восточно-Черноморская, ЮК — Южно-Каспийская, АФ — Африканская, АР — Аравийская

счете, Евразиатской плитой. При этом мелкие плиты, промежуточные между Аравийской и Евразиатской, испытали раздробление и выжимание к западу и востоку от Аравийского «клина». Как правильно отмечено в работе Сеньора [Sengör, 1976], процесс этот хотя и в меньшем масштабе, совершенно аналогичен воздействию Индостанской плиты на Евразиатскую и промежуточные мелкие плиты. Выступ к северу Копетдагской дуги можно соответственно объяснить «напором» Лутской глыбы Восточного Ирана, отодвигаемой спредингом Оманского залива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горный Крым

Бызова С. Л. Некоторые спорные вопросы тектоники Горного Крыма. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1980, № 6, с. 15—25.

Геология СССР, т. VIII. Геологическое описание. М., Недра, 1969.

Казанцев Ю. В. Аллохтонные структуры Горного Крыма и перспективы нефтегазоносности Крымского полуострова. Уфа, 1981. 48 с.

Мейснер Л. Б., Туголесов Д. А. Верхнекайнозойские прогибы дна северо-восточной части Черного моря. — Геотектоника, 1981, № 6, с. 109—119.

Моисеев А. С. Основные черты строения Горного Крыма. — Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., 1935, т. 64, № 1.

Моргунов Ю. Г., Калинин А. В., Калинин В. В. Основные черты тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море). — Геотектоника, 1979, № 4, с. 90—97.

Муратов М. В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму, т. 2. М., Недра, 1973. 192 с.

Пчелинцев В. Ф. Образование Крымских гор. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Расцветаев Л. М. Горный Крым и Северное Причерноморье. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР, М., 1977, с. 95—113.

Славин В. И. Горный Крым. — В кн.: Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР, Киев, 1969, с. 151—189.

Соллогуб В. Б., Соллогуб Н. В. Строение земной коры Крымского полуострова.— Сов. геология, 1977, № 3, с. 85—93.

Терехов А. А. Особенности строения мезо-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ). — Геотектоника, 1979, № 2, с. 108—120.

Шлезингер А. Е. Положение Горного Крыма в общей структуре юга СССР. — В кн.: Методика и результаты исследования земной коры и верхней мантии, 1972, № 8, с. 212—230.

Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1968. 292 с.

Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиашвили Т. Н., Цимакуридзе Г. К. Доальпийское развитие Кавказской активной палеоокраины — магматизм и метаморфизм. — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, с. 1—3.

Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1979, № 10, с. 77—92.

Балавадзе Б. К., Алексидзе М. А., Буачидзе Г. И. Гугунава Г. Е. О состоянии верхней мантии под Кавказом по геофизическим данным. — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, с. 14—16.

Баранов Г. И., Греков И. И., Нетреба А. В., Савин С. В. Геодинамическая модель Большого Кавказа. — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, с. 14—15.

Борсук А. М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М., Наука, 1979. 300 с.

Галушкин Ю. И., Ушаков С. А. Деформации осадков на конвергентных границах плит (в связи с проблемой складчатости на дне Черного и Каспийского морей). — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, с. 18—19.

Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, Мецниереба, 1976. 226 с.

Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тбилиси, Мецниереба, 1977. 82 с.

Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе. — Геотектоника, 1981, № 5, с. 23—33.

Геология Большого Кавказа (под ред. Г. Д. Ажгирея). М., Недра, 1976. 263 с.

Геология СССР, т. XLII, Армянская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1970. 464 с.

Геология СССР, т. XLVII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1972. 520 с.

Геология СССР, т. X, Грузинская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1964. 655 с.

Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ. Геологическое описание. М., Недра, 1968. 759 с.

Гугунава Г. Е. К проблеме глубинного строения Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1976, т. 84, № 1, с. 97—100.

Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты). — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, с. 26—27.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. Н., Володина В. И. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса. — В кн.: Строение литосферных плит. М., 1979, с. 54—124.

Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Ю.-В. Кавказа. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 70—84.

Копп М. Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии). — Геотектоника, 1979, № 2, с. 94—107.

Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Глубинные сейсмогенные разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 311—314.

Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М., Наука, 1975. 139 с.

Ломизе М. Г. Геосинклиналь Большого Кавказа как структура растяжения. — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов, Тбилиси, 1980, с. 34—35.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

Надарейшвили О. Ш. Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. — Изв. АН СССР, 1977, № 10, с. 116—126.

Панов Д. И. Стратиграфия, тектоника и магматизм Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М., 1976, с. 154—207.

Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, ст. 5. М., 1973, с. 57—107.

Резанов И. А., Шевченко В. И. Соотношение герцинского и альпийского этапов развития Крыма — Кавказа — Копетдага. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 109—121.

Сомин М. Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М., Наука, 1971, 246 с.

Хаин Е. В. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.

Хаин В. Е. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.

Чесноков С. В., Красивская И. С. Кристаллиникум Большого Кавказа как продукт развития эксиматической варисцийской геосинклинали. — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, с. 55—57.

Шемпелев А. Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. — Геотектоника, 1978, № 6, с. 57—65.

Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., Недра, 1978. 176 с.

Adamia Sh. A., Lordkipanidze M. B., Zakariadze G. S. Evolution of an active continental margin exemplified by the Alpine history of the Caucasus. — Tectonophys., 1977, v. 40, № 3—4, p. 183—199.

Belousov V. V., Sholpo V. N. Geodynamics of the eastern part of the Mediterranean alpine belt. — Tectonophys., 1976, № 35, p. 27—43.

Sengör A. M. C. Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of alpinotype orogens. — Geology, 1976, v. 4, № 12, p. 779—782.

Черноморская впадина

Адамия Ш. А. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 78—94,

Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Статья 2. Морские впадины и области дейтероорогенеза. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 51, вып. 3, с. 3—13.

Басенцян Ш. А., Пилипенко А. И., Свистунов Ю. И. Структура осадочного чехла юго-восточной части Черного моря по сейсмическим материалам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 5—18.

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., Наука, 1980, с. 202.

Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. София. Изд-во Болг. АН, 1980. 318 с.

Гольмшток А. Я., Золотарев В. Г. Глубинный тепловой поток Черноморской впадины. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 956—959.

Дачев Х. И. Продолжение геологических структур Балканского полуострова в Черном море. Geol. Balcan., 1977, t. 7, № 4, p. 95—106.

Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., Наука, 1975. 358 с.

Маловицкий Я. П. Черное море. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М., Наука, 1978, с. 519.

Михайлов А. Е., Успенская Е. А., Добрев Т. В. Тектоника северо-западной части Черноморской впадины. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 129—136.

Осипов Г. В., Свистунов Ю. И., Терехов А. А. О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 75—79.

Пустильников М. Р., Свистунов Ю. И., Терехов А. А. О структурно-генетических связях подводных хребтов Архангельского и Моисеева в Черном море. — Сов. геология, 1981, № 7, с. 50—55.

Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., Наука, 1981, с. 237.

Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.

Hsu K. J., Giovanoli F. Messinian event in the Black-Sea. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 1979, v. 29, № 1—2, p. 75—93.

Letouzey J., Biju-Duval B., Dorkel A. et al. The Black-Sea: a marginal basin, geophysical and geological data. — In: Structural history of the Mediterranean basins. P., Technip, 1976, p. 363—370.

Южно-Каспийская впадина

Лебедев Л. И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М., Наука, 1978. 110 с.

Семов В. Н., Кулаков В. И., Гасанов И. С. Строение Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., 1975, с. 84—96.

Shikhalibeili E. Sh., Grigoriants B. V. Principal features of the cructal structure of the South Caspian basin and the conditions of its formation. — Tectonophys., 1980. v. 69, p. 113—121.

Глава V

МАЛОКАВКАЗСКО-ИРАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

Основная часть Малого Кавказа вместе с ее западным продолжением — Восточными Понтидами относится к области Закавказского срединного массива (микроконтинента — микроплиты в ретроспективе), в связи с чем она и была рассмотрена в предыдущей главе. К собственно Малокавказской альпийской геосинклинальной системе относится лишь южная часть Малого Кавказа, характеризующаяся развитием офиолитов, а также глубоководных фаций верхней юры — нижнего мела. Южная же окраина Малого Кавказа — Армянское нагорье не принадлежит к этой системе, а представляет собой северную периферию другого крупного срединного массива (микроконтинента, микроплиты) — Иранского (рис. 47).

В западном направлении Малокавказская система уходит в центральную Анатолию, где ей соответствует офиолитовый пояс, простирающийся через Эрзинджан к Эскишехиру (Анкаре) и далее Измиру (медиотетическая сутура французских геологов). На восток (юго-восток) она должна продолжаться в Иран и далее в Афганистан, но здесь картина недостаточно ясна и допускает различные толкования.

Уже в первом приближении в поперечном сечении Малокавказской системы намечается определенная зональность (рис. 48) — три зоны отличаются присутствием офиолитов, две промежуточные их лишены и, напротив, примечательны выходом на поверхность древнего метаморфического комплекса и мелководно-морских юрских и меловых отложений. Наиболее протяженной и широкой является северная Севано-Акеринская офиолитовая зона, прослеживающаяся по советской территории более чем на 300 км от г. Амасии на западе, в Армении сначала в широтном, потом в юго-восточном направлении до района к юго-востоку от Лысогорского перевала в Азербайджане. С севера и северо-востока на Севано-Акеринскую зону надвинуты образования Закавказского срединного массива, его краевой Артвино-Карабахской зоны, соответственно вдоль Мровдагского и Карабахского (названы по одноименным хребтам) надвигов предолигоценового возраста. Эта полоса надвигов прерывается в долине р. Тертер, к востоку от оз. Севан, где Севано-Акеринская зона вдается заливом между Сомхито-Кировабадским и Карабахским сегментами Артвино-Карабахской зоны, кулисообразно подставляющими друг друга. Она отсутствует также к западу от р. Агстев (азерб. Акстафа), где средний эоцен Севанской зоны распространяется к северу и ложится трансгрессивно и резко несогласно на юру и мел Артвино-Карабахской зоны Закавказского массива.

С юга Севано-Акеринская зона ограничена на востоке, точнее юго-востоке, Кафанской зоной, очень сходной по своему разрезу юрских и меловых отложений с Артвино-Карабахской зоной. Граница Кафанской зоны с Севано-Акеринской определяется крутым Лачин-Башлыбельским разломом. Юго-западное ограничение Кафанской зоны составляет крупный Гиратахский разлом (надвиг), вдоль которого относительно недавно также установлены проявления офиолитового меланжа, что позволило А. Т. Асланяну и М. А. Сатиану (1977 г.) выделить здесь самостоятельную Зангезурскую офиолитовую зону. Далее к северо-западу эта зона продолжается через оз. Севан, на юго-восточном и северо-западном берегах кото-

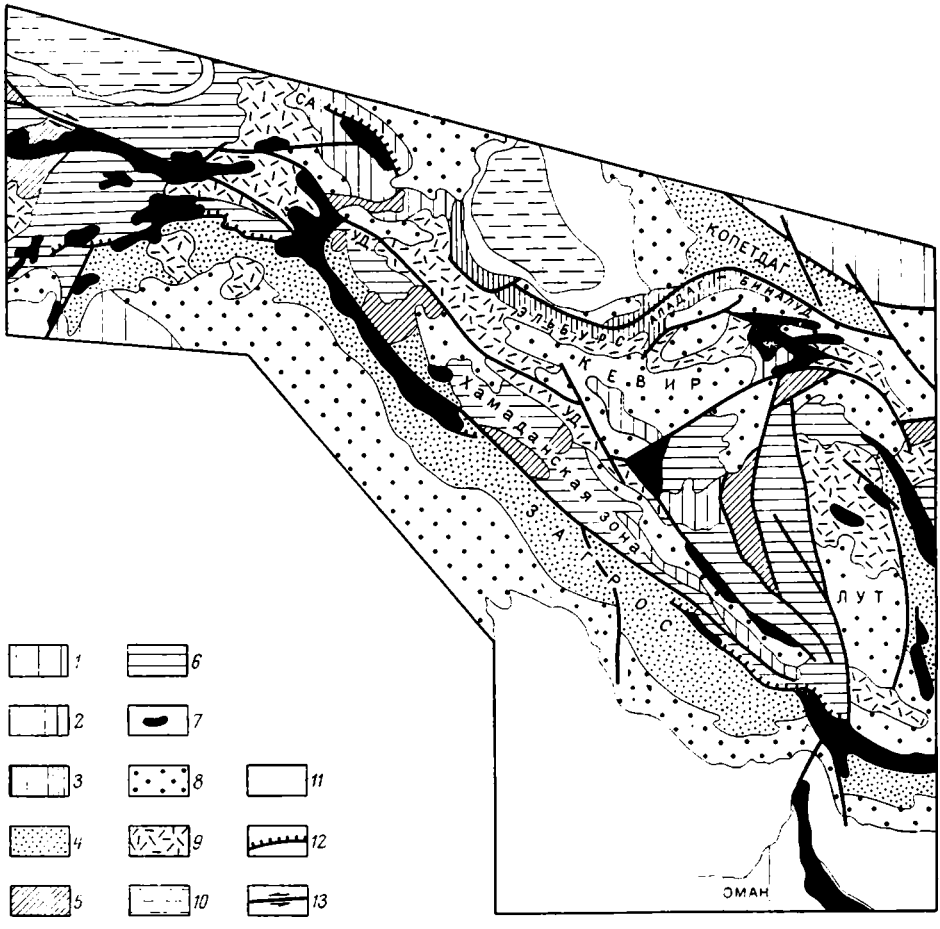


Рис. 47. Схема тектоники Малокавказско-Иранской области (по Тектонической карте Мира масштаба 1 : 15 000 000).

1 — древние континентальные платформы (в пределах суши); *2—3* — чехол срединных массивов: *2* — слабо деформированный, *3* — сильно деформированный (Эльбурс, Аладаг—Биналуд); *4* — внешние зоны альпийского пояса — известняковые, флишевые; *5* — внутренние зоны альпийского пояса с преобладанием древних метаморфитов; *6* — то же, мезозойских и палеогеновых осадочных и вулканических образований; *7* — офиолиты (контуры преувеличены); *8* — молассы передовых и межгорных впадин; *9* — неогеново-четвертичные вулканиты; *10* — участки морских бассейнов с корой океанского или субокеанского типа; *11* — шельфы и мелководья; *12* — надвиги; *13* — сдвиги; СА — Севано-Акеринская зона, УД — вулканический пояс Урмия-Дохтар

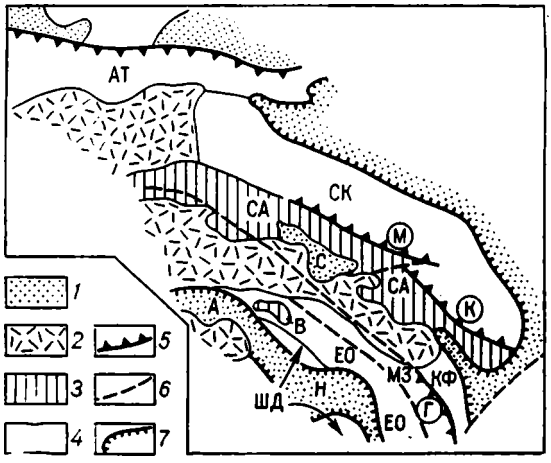


Рис. 48. Тектоническая схема Малого Кавказа.

1 — молассы; *2* — молодые вулканиты (N—Q); *3* — офиолитовые пояса; *4* — тектонические зоны: АТ — Аджаро-Триалетская, СК — Сомхито-Карабахская, КФ — Кафанская, СА — Севано-Акеринская зона, МЗ—Мисхано-Зангезурская, ЕО — Еревано-Ордубадская, ШД — Шаруро-Джульфинская; *5* — надвиги; *6* — прочие разрывы; *7* — контуры впадин; В — офиолиты Веди; впадины: С — Севанская, А — Араратская, Н — Нахичеванская; надвиги (буквы в кружках): М — Мровдагский, К — Карабахский, Г — Гиратахский

рого офиолиты вскрыты скважинами, и затем прослеживается по выходам офиолитов на южном склоне Базумского хребта, которые ранее обычно включались в состав западного участка Севано-Акеринской зоны. А. Т. Асланян и М. А. Сатиан полагают, что между этой полосой выходов офиолитов и более северной, приуроченной уже к северному склону Базумского хребта, протягивается суженное продолжение Кафанской зоны и соответственно выделяют единую Базумо-Кафанскую зону. Более вероятно, впрочем, что обе офиолитовые зоны — северная Севано-Акеринская и центральная Зангезурская здесь уже сливаются в одну. Если это и не происходит на территории Армении, то должно происходить на территории Турции.

С юга и юго-востока Зангезурская офиолитовая зона ограничивается Мисхано-Зангезурской зоной (Анкаван-Мегринской, по Асланяну и Сатиану). Эта последняя зона на большей части своего протяжения перекрыта молодыми вулканитами и выступает на поверхность лишь в двух районах — в Цахкуняцком хребте, в междуречье Касаха и Раздана (левые притоки Аракса) на западе и в Зангезурском (Конгуро-Алангезском) хребте на юго-востоке. Эти два поднятия под молодыми лавами разобщены, кроме того, Разданским миоценовым прогибом (см. ниже). В ядре Цахкуняцкого поднятия выступает древний, в основном заведомо додевонский метаморфический комплекс, образующий Мисханский (Арзаканский) кристаллический массив, перекрытый непосредственно верхним сеноном или эоценом, а с севера ограниченный Мармарикским разломом, вероятным продолжением или гомологом Гиратахского. Метаморфический комплекс, подобный Мисханскому, обнажается на юге Зангезурского (точнее, Западно-Зангезурского) поднятия, в долине Аракса восточнее р. Мегри, образуя Мегринский кристаллический массив, трансгрессивно перекрытый девоном, в свою очередь уходящим под вулканогенный эоцен.

Южная офиолитовая зона Малого Кавказа — Вединская обнажена лишь в бассейне р. Веди — левого притока Аракса и западнее в ядре Ерахской антиклинали, но по скважинам прослежена на запад до советско-турецкой границы. Далее, уже по турецкой территории отдельные выходы офиолитов среди молодых лав позволяют проследить эту зону до района г. Эрзинджан, где она сливается в единый пояс с западным продолжением Севано-Акеринской зоны. В восток-юго-восточном направлении Вединская зона прослеживается по данным бурения в бассейне р. Арпа и по присутствию обломочного офиолитового материала в нижнесенонских отложениях в бассейне р. Джагры [Сатиан, 1979] и эоценовых в долине р. Аракс западнее г. Ордубада [Рустамов, 1979].

Вединская офиолитовая зона наложена на северную окраину Иранского срединного массива. На советской территории, на левобережье Аракса в его пределах развита неритическая карбонатная формация девона — триаса, трансгрессивно перекрытая маломощной карбонатной же средней — верхней (байос — келловей) юрой и, в периферической Ереванo-Ордубадской зоне мощным карбонатным верхним мелом, флишевым палеоценом, вулканогенно-осадочным карбонатным верхним мелом, флишевым палеоценом, вулканогенно-осадочным эоценом и преимущественно терригенным олигоценом. В этой же зоне находится крупнейший на Малом Кавказе Мегри-Ордубадский плутон гранитоидов эоцен-миоценового возраста, продолжающийся по ту сторону Аракса в Иранском Карадаге. К юго-востоку от Ереванo-Ордубадской зоны мощность и распространение верхнего мела и палеогена резко сокращаются, и средний эоцен или миоцен местами непосредственно залегают на палеозое, триасе или юре. Эта зона известна как Прираксинская, или Шаруро-Джульфинская.

Основные деформации, определившие складчато-покровную структуру Малого Кавказа, завершились к олигоцену — миоцену. С олигоцена же началось образование молассовых впадин, наложенных на эту

структуру, включая Предмалокавказский прогиб на севере. Основной же период развития этих впадин приходится на миоцен; в среднем миоцене в них проникло море и через Малый Кавказ протянулись проливы, соединившие бассейн Центрального Ирана, связанный с Персидским заливом и Индийским океаном, с бассейном Северного Закавказья, входившим в состав Парентетиса. Одной из внутренних молассовых впадин Малого Кавказа является Севанская впадина: на ее западном продолжении находится еще ряд более мелких впадин, приуроченных к северо-восточной ветви Северо-Анатолийского разлома. Две других крупных молассовых впадины вытянуты вдоль среднего течения р. Аракс и разделены поднятием палеозойских пород; это Араратская впадина, соединяющаяся вдоль долины современной р. Раздан с Севанской, и Нахичеванская впадина. Все они несогласно наложены на более древний структурный план.

В свою очередь, несогласно на края этих впадин и разделяющие их структуры налегает лавово-пирокластический плащ позднемиоценового — четвертичного возраста с отдельными позднеплиоценовыми стратовулканами и множеством более мелких вулканических аппаратов. Этот плащ распадается на Джавахетское, Гегамское, Варденисское, Карабахское вулканические нагорья; первое из них, занимающее наиболее северное положение, перекрывает уже южную окраину Закавказского срединного массива.

Малый Кавказ отличается достаточно высокой степенью геолого-геофизической изученности. Основы современного понимания его геологического строения были заложены в 30—40-е годы К. Н. Паффенгольцем и В. П. Ренгартеном, которые и предложили первые схемы тектонического районирования этой горной страны. Более детальные схемы были позднее разработаны Л. Н. Леонтьевым и затем А. А. Габриеляном и А. Т. Асланяном для Армении и Э. Ш. Шихалибейли для Азербайджана (грузинская часть Малого Кавказа относится к Закавказскому срединному массиву и возникшей в его пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоне); они отражены в томах «Геологии СССР». Однако почти до конца 60-х годов строение офиолитовых зон понималось с позиции интрузивного залегания ультрамафитов и мафитов и молодого (конец эоцена или середина сенона) времени их становления. Перелом в этом вопросе обязан исследованиям, начатым в 1962 г. под руководством А. В. Пейве [Книппер, 1975], а также исследованиям С. Д. Соколова и М. Г. Ломизе (1977—1980 гг.). В итоге этих исследований выяснилось, что ультрамафиты и мафиты Малого Кавказа входят в состав типичной офиолитовой ассоциации, что эта ассоциация имеет доверхнеальбский и даже юрский, если не еще более древний возраст, что слагающие ее породы нигде не встречаются в автохтонном залегании, а либо образуют тектонические покровы, возникшие в середине коньякского века, либо встречаются в составе тектонического меланжа или олистостромов.

К сожалению, эти данные и взгляды не получили достаточного отражения ни в томах «Геологии СССР», ни на новой Геологической карте Кавказа в масштабе 1 : 600 000 (1976 г.). Более того, они продолжают оспариваться многими азербайджанскими и армянскими геологами (см. например «Известия АН Армянской ССР, сер. Науки о Земле», 1979, № 4). Вместе с тем эти представления об офиолитовых зонах Малого Кавказа прекрасно согласуются с современными представлениями по аналогичным зонам Анатолии и Ирана, что показано в работе Ш. Адамия, представленной 26-й сессии Международного геологического конгресса [Geologie des chaines alpines..., 1980].

Иранский срединный массив занимает, кроме крайнего юга Закавказья, большую часть территории Ирана к северу от хр. Загрос и к югу от хр. Копетдаг, если относить к нему также складчатую систему Эльбурса и Аладаг-Биналуда, образованную главным образом смятым чехлом этого массива (исключение может составлять северный склон).

В рельефе массив выражен высоким и довольно сильно расчлененным пустынным нагорьем. Восточную границу массива составляет зона Урало-Оманского линеамента, являющаяся одновременно и границей рассматриваемой в этой главе области в целом. Западную границу с зоной центрально-анатолийских массивов образует полоса развития офиолитового меланжа на ирано-турецкой границе, в Курдистане. Южное (юго-западное) ограничение Иранского срединного массива представлено складчатой системой Загроса, расположенной в общем на юго-восточном продолжении Таврид Анатолии. Между собственно Загросом и собственно массивом выделяется сложная, еще не вполне расшифрованная Хамаданская, или Сенендедж-Сирджанская зона; ее граница с массивом подчеркнута мощным Урмия-Дохтарским вулкано-плутоническим поясом. Складчатая система Загроса сопровождается с юга Месопотамским передовым прогибом, находящим продолжение в Персидском заливе и наложенным, как и внешняя зона самого Загроса, на опущенный край Аравийской плиты.

Восточная часть Иранского массива отсечена системой дуговых, выпуклых к западу, и меридиональных разломов от западной части и обособляется в самостоятельную, вытянутую в меридиональном направлении Лутскую глыбу. В пределах Иранского массива известно большое число впадин, выполненных неогеновыми молассами; значительные площади покрыты эоценовыми вулканитами. Применение к весьма гетерогенной и подвижной области Центрального и тем более Северного Ирана термина «срединный массив» является очень условным и имеет смысл лишь в противопоставлении линейным складчатым системам с офиолитовыми поясами на его периферии (но офиолиты известны и по западному обрамлению Лутской глыбы).

Геологическая изученность Ирана долго оставалась на низком уровне, за исключением южной части страны — богатой нефтеносной провинции, для которой уже достаточно давно английскими геологами были составлены довольно детальные геологические карты и опубликован ряд работ (Дж. М. Лиз, Н. Л. Фалкон, П. Е. Кент, Н. Л. Даннингтон и др.). Лишь с созданием Геологической службы Ирана, т. е. с начала 60-х годов, положение резко изменилось к лучшему и была предпринята систематическая съемка остальной территории. Руководителем этих работ на начальном их этапе явился швейцарский геолог И. Штёклин, которому мы и обязаны основополагающими трудами по тектонике Ирана [Stöcklin, 1968, 1974, 1977]. В дальнейшем геологические и, в частности, тектонические исследования велись уже в основном силами самих иранских геологов (М. Давудзаде, М. Набави, А. Хаджипур, А. Хушмандзаде, Дж. Эфтехар-Незад и др.); одновременно здесь продолжали работать и европейские, в том числе советские геологи.

Появление идей тектоники плит явилось стимулом для их применения к Ирану; первым опытом был доклад М. Такина на 24-й сессии Международного геологического конгресса (1972 г.), за которым последовал ряд других публикаций. Большой интерес вызвали иранские офиолиты, а также образования типа «цветного меланжа», впервые описанные А. Гансером.

Большим достижением иранской геологии явилось создание Тектонической карты Ирана в масштабе 1 : 1 250 000 (1973 г.), а затем Геологической карты (вернее, атласа карт и профилей) в масштабе 1 : 1 000 000 (1977 г.). В целом все это привело к резкому повышению уровня изученности геологии Ирана, но, учитывая большую ее сложность, ряд важных вопросов еще не получил однозначного решения.

К рассматриваемому сегменту альпийского пояса как бы «подвешен» на крайнем юго-востоке весьма своеобразный район северного Омана, где на чехол Аравийской плиты надвинута мощная пластина мезозойских офиолитов, дающая лучший в мире по полноте и обнаженности их разрез. Благодаря этому в последние 10—15 лет северный

Оман стал объектом детальных исследований западно-европейских и американских геологов; их итоги подведены в специальном номере «Journal of Geophysical Research».

2. Малокавказская складчатая геосинклинальная система

Севано-Акеринская зона. В строении этой зоны можно выделить три отрезка. На западном отрезке, от Амасии до оз. Севан офиолиты выступают на отдельных участках в размытых ядрах сенонско-палеогеновых антиклиналей. На центральном и юго-восточном отрезках — на северо-восточном побережье оз. Севан и в бассейнах рек Тертера и Акеры они обнажаются уже практически непрерывной полосой, заканчивающейся немного южнее Лысогорского перевала. По вертикали в разрезе зоны выделяется три тектонических комплекса [Книппер, 1975; Соколов, 1977]: автохтон, аллохтон и неоавтохтон (рис. 49). К автохтону относятся отложения средней юры—нижнего коньяка; в них выделяется два этажа: юрско-нижнемеловой и альб-нижнесенонский. Разрез первого включает батские вулканиты среднего и основного состава, туфогенно-терригенно-карбонатную толщу келловея — оксфорда — кимериджа, кремнистые пелитоморфные известняки с аптихами титон-валанжина, слоистые известняки готерива — низов альба. Следует подчеркнуть, что дотитонская часть этого разреза чрезвычайно сходна с одновозрастным разрезом Сомхито-Кировабадской, Карабахской и Кафанской зон. Титон-альбские отложения имеют здесь тот же карбонатный состав, но отличаются более глубоководным, пелагическим характером, в отличие от неритового, отчасти даже лагунного характера своих возрастных аналогов в указанных зонах. Только в данной зоне развит альб—сеноманский флиш. Мы увидим ниже, что эти особенности имеют существенное палеотектоническое значение.

Верхний этаж автохтонного комплекса залегает трансгрессивно и местами несогласно на нижнем и иногда начинается грубыми конгломератами. Нижняя часть этого этажа сложена терригенным флишем альб-сеноманского возраста, выше согласно залегает мощная олистостромовая толща, содержащая в низах сеноманские окаменелости, а выше отдельные формы туронского и нижнеконьякского возраста. Нижний этаж автохтона слагает ядра антиклиналей, погружающихся к северо-западу, а верхний этаж образует крылья синклиналей (синформ), в которые вложены пластины аллохтона.

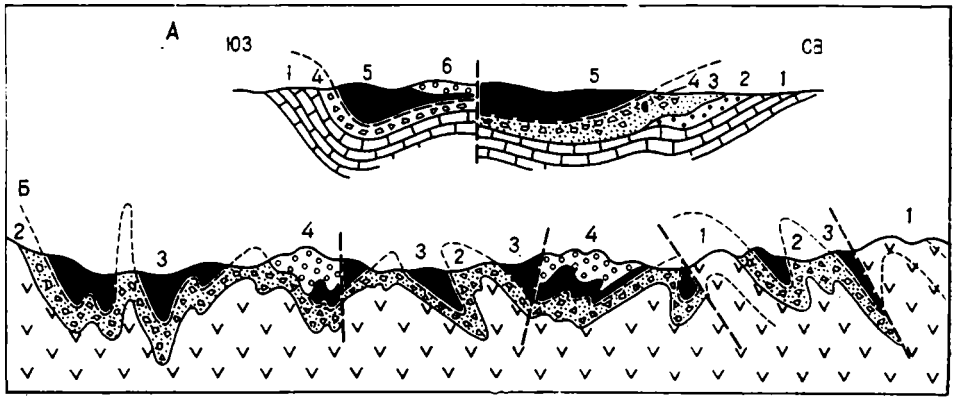


Рис. 49. Схематические профили через Вединскую (А) и Севано-Акеринскую (Б) офиолитовые зоны (по А. Л. Книпперу).

А. Автохтон: 1 — пермь и нижний триас, 2 — верхний триас, 3 — сеноман—нижний коньяк, 4 — нижнеконьякский олистостромовый комплекс; 5 — аллохтон; 6 — неоавтохтон (верхний коньяк — эоцен). Б. Автохтон: 1 — доверхнесеноманские образования, 2 — олистостромы (верхний сеноман — нижний коньяк); 3 — аллохтон (офиолитовый комплекс и сеноманская вулканогенно-осадочная толща); 4 — неоавтохтон (верхний коньяк — эоцен)

В строении аллохтона С. Д. Соколов различает две самостоятельные покровные пластины: нижнюю, сложенную серпентинитами, часто в виде меланжа, а также габбро, и верхнюю, образованную эффузивами, преимущественно базальтами и радиоляритами. В составе меланжа, помимо серпентинитов, встречаются обломки различных метаморфических пород — амфиболиты, кварцево-слюдяные, роговообманково-слюдяные, хлорит-амфиболовые, серицитовые, графит-серицитовые, глаукофановые сланцы, мраморы. Серпентиниты образованы не только по гарцбургитам, но и дунитам, верлитам, лерцолитам, пироксенитам. Среди вулканитов, наряду с толеитовыми базальтами типа базальтов срединно-океанских хребтов встречаются низкокалиевые андезиты, дациты и риолиты типа вулканитов юных островных дуг. В глыбах эффузивов в олистостромах в двух пунктах С. Д. Соколовым встречены прослои и линзы известняков с фауной кораллов и фораминифер верхнеюрского возраста, а радиоляриты содержат комплексы радиолярий верхней юры, нижнего и верхнего мела.

Нижний, серпентинит-габбровый покров развит на меньшей площади, чем верхний, эффузивно-радиоляритовый. Еще большее распространение имеет олистостромовая толща верхов автохтона. В частности, только она присутствует между восточным погружением Мровдагского поднятия («антиклинория» прежних тектонических схем) и северо-западным погружением Карабахского поднятия («антиклинория»), а также в Алджанлинской мульде, которой заканчивается на юго-востоке Севано-Акеринская офиолитовая зона. Мы увидим далее, что этот факт имеет существенное значение для решения вопроса о местоположении корней офиолитовых покровов.

Становление этих покровов в основном закончилось к позднему коньяку, и с этого времени начинается накопление неоавтохтонного комплекса, их запечатывающего. Стратиграфический объем комплекса — верхний коньяк — эоцен; в его основании залегает трансгрессивная мелководная, с обильной фауной грубообломочная толща верхнего коньяка — сантона; на нее в общем согласно налегает весьма однообразная и выдержанная толща светлых слоистых известняков верхнего сантона — маастрихта. Последняя местами залегает непосредственно на аллохтоне и тогда начинается маломощными конгломератами и (или) гравелитами. На крайнем юго-востоке Севано-Акеринской зоны и в смежной части Кафанской зоны (Гочасский синклинорий) в верхнем сеноне (маастрихте) получает развитие, по данным С. Д. Соколова, вулканогенно-осадочная толща андезито-базальтового состава. В бассейнах Севана и Тертера верхнесенонская карбонатная формация трансгрессивно перекрывается флишоидной формацией палеоцена — нижнего эоцена, постепенно переходящей вверх в мощную андезито-дацитовую формацию среднего эоцена. К северо-западу от Севана нижний эоцен залегает трансгрессивно на верхнем сеноне и представлен маломощными известняками с мелкими нуммулитами. Выше, большей частью без перерыва, залегает мощная, до 1,5 км вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена со щелочноземельными вулканитами среднего и кислого состава, трансгрессивно перекрытая также вулканогенно-осадочной, но уже с вулканитами повышенной щелочности толщей верхнего эоцена значительно меньшей мощности. В отдельных глубоких мульдах также на западе зоны сохранился наиболее верхний член разреза неоавтохтона — битуминозные глинистые сланцы, глины, мергели, алевролиты, песчаники озерной фации олигоцена; с конгломератами в основании они залегают на разных горизонтах эоцена. На северном склоне Базумского хребта известен также маломощный, но морской олигоцен, в низах глинистый, в верхах карбонатно-вулканогенный.

В конце эоцена и повторно в начале миоцена Севано-Акеринская зона подверглась заключительным тангенциальным деформациям и на нее оказались надвинутыми образования Сомхито-Кировабадской и Ка-

рабахской зон. Вернее, следовало бы говорить о поддвиге, как совершенно правильно заключил еще К. Н. Паффенгольц, впервые описавший эту зону надвигов и назвавший ее Главным Малокавказским надвигом. Образования самой Севано-Акеринской зоны были смяты в скошенные к югу складки, местами вплоть до изоклинальных, осложненные крутыми надвигами, вдоль которых, особенно в бассейне оз. Севан, в неоавтохтон были внедрены протрузии серпентинитового меланжа. Эти протрузии были впервые правильно описаны под таким названием А. Л. Книппером; ранее они считались интрузиями и именно на этом основании ультрабазитам зоны приписывался позднеэоценовый возраст. Собственно позднеэоценовые (и предпозднеэоценовые) интрузии, довольно широко здесь распространенные, представлены габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, тоналитами, адамеллитами. Несколько более поздняя генерация (40—35 млн. лет) представлена монцонитами и граносиенитами. В Памбакском хребте, к западу от оз. Севан известен уникальный для Малого Кавказа кольцевой Тежсарский плутон нефелиновых сиенитов, размещенный в синклинали и имеющий коническую форму.

Кафанская зона. Как отмечалось, юго-восточнее Севано-Акеринской зоны простирается Кафанская зона, сложенная довольно мощной толщей мелководно-морских вулканогенно-осадочных отложений средней и верхней юры и мела с преобладанием щелочноземельных вулканитов средней кислотности до валанжина включительно и терригенно-карбонатных пород начиная с готерива и карбонатных в верхнем сеноне. Верхнеаптские отложения залегают трансгрессивно и с некоторым несогласием на более древних образованиях до верхнеюрских включительно. С этой фазой деформаций, вероятно, совпадает внедрение плутонов габбро-диорит-гранодиоритового состава. Верхний мел в Кафанской зоне также залегает трансгрессивно и, вероятно, начинается непосредственно верхнеконьякскими отложениями. Учитывая региональное несогласие в основании последних, В. Т. Акопян условно допускает верхнетуронско(?)-коньякский возраст низов верхнемелового разреза [Геология СССР, т. XLI, 1970].

В западной части зоны, в восточном Зангезуре (Сюнике) юрские и нижнемеловые образования слагают крупное куполовидное поднятие, которое также называется Кафанским и простирается на юго-юго-восток от р. Воротан до р. Аракс. Восточнее, уже в Азербайджане Кафанское поднятие сменяется широким прогибом, обычно именуемым Гочасским синклинорием; выполнен он в основном верхнемеловыми отложениями. Полоса сочленения Кафанского поднятия и Гочасского прогиба несогласно перекрыта более молодым Нижнеакеринским прогибом, сложенным олигоцен-неогеновыми отложениями: конгломерато-песчано-глинистыми морскими осадками олигоцена — среднего миоцена (морская моласса) и верхнемиоценово-четвертичными наземными вулканитами. Структурные соотношения крутого северо-восточного крыла Кафанского поднятия и пологого юго-западного крыла Гочасского прогиба дают основание предполагать наличие разлома, к которому северо-западнее приурочены плиоцен-четвертичные вулканические центры Карабахского нагорья. Северо-восточное крыло Гочасского синклинория, примыкающее к пограничному с Севано-Акеринской зоной Лачин-Башлыбельскому разлому, более узкое и построено сложнее юго-западного.

С запад-юго-запада Кафанское поднятие и вся одноименная зона резко оборваны крупнейшим Гиратахским разломом, по которому на верхнюю юру и мел Кафанской зоны надвинуты девонские и пермские отложения, а также нижнедевонские вулканиты и эоценовые гранитоиды Мисхано-Зангезурской зоны. В зоне надвига обнаружен офиолитовый меланж, давший основание для выделения Зангезурской офиолитовой зоны. В составе этого меланжа А. Т. Асланяном и М. А. Сатианом (1977а) установлены глыбы серпентинитов, лиственни-

тов, спилитов, радиоляритов, спонголитов; обломки этих пород встречены и в конгломератах нижнего сенона. Любопытно, что в этой же полосе, имеющей синклинальное строение, нижний мел (баррем) выражен, в отличие от центральной части Кафанского поднятия, в относительно глубоководной фации слоистых известняков [Барсегян и др., 1972]. О северо-западном продолжении Зангезурской офиолитовой зоны в бассейн оз. Севан и далее уже говорилось. К этому можно лишь добавить, что подобная трассировка данной зоны подтверждается и данными геофизики, в частности сейсмологии [Егоркина и др., 1976].

Большое принципиальное значение Гиратахского разлома (надвига) подчеркивается огромным контрастом в разрезах контактирующих вдоль него зон. В западном крыле разлома полностью отсутствует мощная толща юрских и меловых — донижнесенонских образований, которая собственно и формирует Кафанскую зону; сенон или средний эоцен здесь непосредственно налегают на пермь или девон; последний, в свою очередь, ложится на высокоприподнятый метаморфический фундамент. Напротив, в Кафанской зоне, по аналогии с Сомхито-Кировабадской можно ожидать отсутствия палеозоя (кроме нижнего кембрия). Этот контраст между разрезами крыльев Гиратахского разлома ранее обычно рассматривался лишь как результат его длительного развития. Однако отсутствие признаков первичного выклинивания юрско-нижнемеловых отложений Кафанской зоны к западу, отсутствие в них следов размыва домезозойских образований Западно-Зангезурского поднятия, переход нижнего мела к западу не в более мелководные, а в более глубоководные фации, наконец, появление офиолитов; все это свидетельствует, скорее, об очень крупных масштабах горизонтального перекрытия Мисхано-Зангезурской зоной Кафанской зоны вместе с промежуточной Центрально-Зангезурской офиолитовой зоной. Образование этого мощного Гиратахского надвига, вернее шарьяжа, относится, очевидно, к периоду поздний эоцен — ранний миоцен, т. е. было в общем одновременным со становлением Мегри-Ордубадского батолита; на значении этого факта мы остановимся несколько ниже.

Мисхано-Зангезурская зона. Цахкуняцкое поднятие и Мисханский кристаллический массив. Поскольку о юго-восточном поднятии этой зоны — Западно-Зангезурском все или почти все уже было сказано выше, здесь следует остановиться на северо-западном ее элементе — Цахкуняцком поднятии, в котором непосредственно из-под маломощных сенонских или эоценовых известняков или неогеновых вулканитов выступают метаморфические образования Мисханского массива. В этом метаморфическом комплексе различают три серии, разделенных несогласиями. В нижней серии преобладают слюдяные, кварц-слюдяные и графитовые сланцы; присутствуют также амфиболиты (в низах) и мраморы (в средней части). Первично осадочный, терригенный состав этой серии очевиден; лишь амфиболиты могут представлять метавулканиты. Напротив, в средней серии господствуют аповулканогенные образования — амфиболиты, роговообманковые сланцы, в подчиненном количестве хлоритовые сланцы, мраморы и доломиты.

Нижняя и средняя серии вмещают интрузивные тела плагиогранитов, радиометрические датировки которых (283—218 млн. лет, K/Ar метод) указывают на позднепалеозойский возраст [Багдасарян, 1977]. Этим, естественно, определяется доверхнепалеозойский возраст самих метаморфитов. Аналогия с перекрытым девоном Мегринским массивом, где выделяются аналоги двух описанных свит Мисханского массива, понижает этот возраст до додевонского[1], а более отдаленные сопоставления с Закавказским и Иранским массивами позволяют предполагать еще более древний возраст мисханских метаморфитов — досреднекембрийский или даже довендский.

---

[1] Неметаморфизованный девон известен также примерно на середине расстояния между Зангезуром и Мисханским массивом, в долине р. Аргичи (бассейн оз. Севан).

Верхняя серия мисханского метаморфического комплекса — апаранская резко отличается от двух нижних гораздо более слабым метаморфизмом. В ее низах залегают диабазы повышенной щелочности с пачками мраморов, в средней части — глинистые сланцы с прослоями алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов, в верхней — снова диабазы с прослоями туфогенных и кремнисто-туфогенных пород. Скачок метаморфизма, угловое и азимутальное несогласие с подстилающими метаморфитами, присутствие их гальки и гальки прорывающих интрузивов в базальном конгломерате, — все это указывает на значительно более молодой, вероятно нижнемезозойский и скорее всего юрский возраст апаранской серии, так как средний и верхний палеозой и триас в смежных с юга и юго-востока районах представлены неметаморфизованными осадочными породами. А. А. Белов и С. Д. Соколов высказали предположение (1973 г.), что апаранская серия представляет раннемезозойскую океанскую кору.

Весь мисханский метаморфический комплекс, включая апаранскую серию, прорван гранитоидами (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, реже граниты), имеющими, судя по радиометрическим датировкам [Багдасарян, 1977], возраст конца юры — начала мела. Сенон залегает на этих гранитоидах трансгрессивно.

С севера Мисханский массив ограничен крупным Мармарикским разломом, частично залеченным позднеэоценовыми гранитоидами. На юге массив и его мел-палеогеновый чехол уходят под четвертичные лавы.

Вединская офиолитовая зона. Как уже отмечалось, эта наиболее южная из офиолитовых зон Малого Кавказа обнажена на поверхности лишь в бассейне одноименной реки[1].

Вединская офиолитовая зона имеет ширину всего до 10 км и как бы вложена в синклиналь палеозойских и мезозойских пород, принадлежащих северной окраине Иранского срединного массива. Это пермские и триасовые (T_{1+2}) известняки, которые в северо-восточном крыле перекрываются угленосной толщей верхнего триаса (единственный выход на Малом Кавказе), а также резко несогласно залегающие на перми и триасе терригенно-карбонатные неритические отложения низов верхнего мела — сеномана — турона в юго-западном крыле, только турона в северо-восточном. Выше залегает флишоидная толща нижнего коньяка, постепенно сменяющаяся венчающей разрез автохтона олистостромовой толщей, мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров.

В аллохтоне С. Д. Соколовым выделяются те же два покрова, что и в Севано-Акеринской зоне — габбро-серпентинитовый и эффузивно-радиоляритовый, но расположены они здесь в обратном порядке — внизу залегает последний, а вверху первый из этих покровов. Эффузивы представлены спилитами, диабазами, альбитофирами. По своей несколько повышенной щелочности эти породы частично напоминают щелочно-базальтово-трахитовую формацию океанских островов [Закариадзе и др., 1980].

Неоавтохтон Вединской зоны начинается грубообломочными (в основании) и известково-терригенными, флишоидными отложениями верхнего коньяка, за которыми следуют сантон-маастрихтские известняки, флишоидная толща палеоцена и карбонатно-терригенная толща эоцена с пачкой андезитовых вулканитов в среднем эоцене.

Изложенная трактовка строения Вединской зоны не разделяется М. А. Сатианом и другими армянскими геологами, которые не признают существования здесь олистостромов и покровов и выделяют нижнесенонскую вулканогенную толщу, изменяющую свой состав от центральной части синклинали, где предполагаются глубинный разлом и центры излияний, к периферии [Сатиан, 1979]. При этом олистостромовая (по

[1] Не считая небольшого выхода меланжа на р. Гарни (М. Г. Ломизе) и олистостромов в низах сенона на горе Еранос, в долинах Джагричая и Аракса.

А. Л. Книпперу и С. Д. Соколову) толща рассматривается как латеральный аналог эффузивно-радиоляритовой, а ультрабазиты и габбро — как внедрения вдоль линии того же глубинного разлома. Убедительная критика этой концепции была дана С. Д. Соколовым [1977, с. 62]. М. Г. Ломизе [1970а] также первоначально считал, что офиолиты связаны в своем образовании с осевым разломом Вединской синклинали, но позднее установил, что на ее крыльях они шарьированы на отложения низов верхнего мела; амплитуда перемещения оценивалась в 10—14 км. В дальнейшем он согласился с А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым в отношении полной аллохтонии офиолитов, поскольку этими исследователями было доказано центриклинальное замыкание покровов. Отсюда следует, что корни покровов надо искать вне пределов современной Вединской зоны, и, скорее всего, как справедливо считает С. Д. Соколов, к северу от нее. Тем самым приходится также констатировать, что Вединская зона, по существу, не принадлежит к Малокавказской геосинклинальной системе, а находится в пределах Иранского срединного массива, как на то и указывает разрез ее автохтона.

Проблема корней офиолитовых покровов Малого Кавказа и их восточного продолжения. Этой проблемы вообще не существует для сторонников автохтонного залегания малокавказских офиолитов, к которым относится большинство азербайджанских и армянских геологов. Для них очевидно, что каждая из офиолитовых зон образовалась самостоятельно и на том месте, где она находится в современном структурном плане. Это относится в особенности к теперь уже не очень многочисленным приверженцам (например, С. Б. Абовян) интрузивного залегания ультрабазитов и габбро, которые в особенности ссылаются на явления дифференциации внутри крупных габбро-перидотитовых массивов, вполне объяснимые их становлением в условиях магматических камер в верхней мантии и низах океанской коры, а отсутствие интрузивных контактов объясняют их последующим тектоническим срывом. Последнее обстоятельство склоняет большинство даже «автохтонистов» к признанию протрузивной природы ультрамафитов. Автономность же офиолитовых зон обосновывается ими приуроченностью офиолитов к относительно глубоководным прогибам (такая приуроченность действительно существует, но может истолковываться иначе, см. ниже), а также установлением в этих зонах по геофизическим, в особенности сейсмологическим данным [Егоркина и др., 1976] глубинных разломов [Асланян, Сатиан, 1977а, б]. Что касается последнего обстоятельства, то достоверность этих данных неодинакова — если в отношении Зангезурской зоны она, видимо, не вызывает сомнений, то в отношении Севанской зоны обоснованные сомнения были высказаны С. Д. Соколовым. Дополнительным аргументом «автономистов» служат отличия в составе и количественном соотношении пород офиолитовой ассоциации в разных зонах. Но эти отличия могут с равным успехом быть следствием различий в составе пород родоначальной, корневой зоны офиолитовых покровов.

Большинство сторонников самостоятельности офиолитовых зон, не являющихся вместе с тем «магматистами», теперь признает, что образование «офиолитовых трогов» происходило в условиях растяжения, а их «замыкание» — в условиях сжатия, но масштабы этих горизонтальных движений считаются ограниченными. Существенно иначе должно обстоять дело в случае признания покровного залегания офиолитов, но и в рамках этой концепции масштаб движений может оцениваться по-разному (см. ниже).

Покровное залегание офиолитов или их нахождение в составе олистостромов представляется достаточно документированным наблюдениям А. Л. Книппера, М. Г. Ломизе и Д. И. Панова, а также С. Д. Соколова в восточной части Севано-Акеринской зоны и в Вединской зоне, в правильности которых автор имел возможность лично убедиться. Это залегание труднее обосновать для центрального участка Севано-Акеринской зоны — северо-восточного побережья оз. Севан — по той прос-

той причине, что основание офиолитового покрова здесь не вскрыто эрозией, но аналогия с более восточными районами [Соколов, 1977] служит достаточным аргументом. Аллохтония севано-акеринских офиолитов подтверждается и данными гравиметрии [Бабаджанян, 1981].

Если офиолиты образуют покровы и поставляют материал для олистостромов, естественно возникает проблема корней покровов. Эта проблема также может решаться с позиции автономности офиолитовых зон; так, М. Г. Ломизе наметил корни покровов в осевых полосах соответственно Севано-Акеринской и Вединской зон, считая, что офиолитовый материал выжимался и надвигался отсюда к периферии этих зон, в обе стороны от осевого «рубца». Однако эти выводы М. Г. Ломизе подверглись справедливой критике С. Д. Соколова. Сам этот автор признает северный, и, очевидно, общий источник как для Вединского офиолитового покрова, так и для Севано-Акеринского. Он считает наиболее вероятным, что область корней покровов ныне перекрыта Карабахским и Мровдагским надвигами. Но этому противоречит то обстоятельство, что в Тоурагачайском прогибе, вдающемся заливом между этими надвигами, собственно офиолитовый покров выклинивается, остаются лишь олистостромы; то же происходит на юге Севано-Акеринской зоны, в Алджанлинской мульде, непосредственно прилегающей к Карабахскому надвигу. Следовательно, гипотеза С. Д. Соколова не приемлема, тем более что она не объясняет поразительное сходство между разрезами Кафанской и Карабахской зон, малопонятное в том случае, если их разделял бассейн с океанской корой.

Установление А. Т. Асланяном и М. А. Сатианом центральной Зангезурской офиолитовой зоны создало предпосылки для нового подхода к решению проблемы. Действительно, Зангезурская зона совпадает с тектоническим швом между двумя основными глыбами континентальной коры (микроконтинентами, микроплитами) Малого Кавказа — северной, Закавказской и южной, Иранской, в то время как Севано-Акеринская и Вединская зоны находятся в пределах соответственно одной или другой из этих глыб. При этом последняя практически всеми относится к Гондване, вторая же одними также считается обломком Гондваны [Белов, 1979], а другими относится к южной периферии Евразии [Асанидзе и др., 1980]. Впрочем, эти разногласия имеют значение лишь для палеозоя, даже для допозднего палеозоя, так как с этого времени Закавказский массив несомненно вошел в состав Евразии.

Принимая эту точку зрения, А. Л. Книппер [Knipper, 1980] первым пришел к единственно правильному, на мой взгляд, выводу о том, что именно эта зона являлась источником офиолитовых покровов, надвинутых (обдуцированных) отсюда на Закавказский и Иранский микроконтиненты[1]. При этом возникает полная аналогия с соотношениями, установленными на западном продолжении Малого Кавказа, в восточной Анатолии (Bergougnan, 1975). Масштаб предполагаемых при этом горизонтальных перемещений является достаточно умеренным — порядка 50 км для Вединского шарьяжа, не более 50—60 км — для Севано-Акеринского (рис. 50).

Необходимо, однако, объяснить, почему офиолитовые покровы сохранились именно в Севано-Акеринской и Вединской зонах и отсутствуют на поднятиях — Кафанском и Мисхано-Зангезурском. Представляется, что это не только результат последующего их размыва[2], а скорее,

---

[1] Автор пришел к аналогичному заключению еще до того как узнал о публикации А. Л. Книппера.

[2] Следы такого размыва имеются в виде обломков офиолитов в основании трансгрессивного коньяка в верховьях р. Аргичи (наблюдения М. Г. Ломизе и автора) и в западном Зангезуре (по данным А. Т. Асланяна и М. А. Сатиана). Заметим также, что верхний коньяк регионально трансгрессивен во всех южных зонах Малого Кавказа, а именно перед коньяком, как установлено А. Л. Книппером и подтверждено М. Г. Ломизе и С. Д. Соколовым, произошло окончательное становление офиолитовых покровов.

следствие того что Севано-Акеринский и Еревано-Ордубадский прогибы (к последнему приурочена Вединская офиолитовая зона) явились естественными ловушками для офиолитового материала, выжатого из Зангезурской зоны сначала в виде олистолитов, а затем и покровов, в то время как промежуточные поднятия были лишь зонами «транзита» для этого материала. Роль ловушки в особенности очевидна для Севано-Акеринской зоны, поскольку начиная с поздней юры и до сеномана она являлась, судя по фациальному характеру осадков (до середины альба маломощные глубоководные известняки, затем флиш), прогибом, некомпенсированным осадконакоплением. Офиолитовый материал явился естественным «заполнителем» этого некомпенсированного прогиба. В Еревано-Ордубадском прогибе некоторое отставание осадконакопления от погружения может предполагаться лишь для раннего коньяка, отложения которого носят флишоидный характер. Не случайно поэтому объем накопленного офиолитового материала здесь гораздо меньше, чем в Севано-Акеринском прогибе. К западу он, видимо, возрастает, что заставляет предполагать и увеличение глубины прогиба. Кстати, аналогичное обмеление прогиба в восточном направлении отмечается и в Севано-Акеринской зоне, что, вероятно, связано с уменьшением ширины основного Тетического бассейна в направлении современного Ирана.

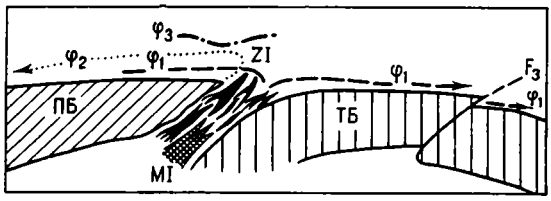


Рис. 50. Размещение покровов, шарьированных соответственно на понтийский и таврский автохтоны (по А. Бергуняну).

Блоки: ПБ — Понтийский, ТБ — Таврский; I — промежуточная зона перидотитов Эрзинджана, MI — останцы промежуточных массивов Киршехирского типа; φ_1 — покров офиолитового меланжа; φ_2 — покров известняков (постпалеоценовый — допозднелютетский); φ_3 — покров известняков (постнеогеновый); F_3—постнеогеновый сброс

Совершенно аналогичная картина наблюдается и в Анатолии, где прослеживается та же связь офиолитов и глубоководных прогибов, на что справедливо уже обратили внимание А. Т. Асланян и М. А. Сатиан. Само появление в поздней юре таких прогибов на фоне ранее однообразных мелководных условий является, очевидно, следствием тектонического расчленения континентальных окраин Тетиса в процессе их растяжения, как это установлено для современных пассивных окраин континентов, а также, особенно наглядно, для адриатической (апулийской) окраины Тетиса в пределах Эллинид, а теперь и Южных Альп, с ее чередованием приподнятых блоков с неритическими осадками и опущенных с батиальными, включая флиш.

Достаточно естественна и приуроченность глубоководных прогибов к глубоким расколам фундамента. Даже в современном структурном плане (см. рис. 29) глубоководные прогибы Анатолии и Малого Кавказа связываются с ветвями Северо-Анатолийского разлома. Хотя последний и считается молодым, он, очевидно, был заложен вдоль древних ослабленных зон.

3. Центрально-Иранский массив и Эльбурс

Центрально-Иранский массив с докембрийским континентальным основанием занимает бо́льшую часть территории Ирана, а на северо-западе распространяется по другую сторону Аракса на юг Советского Закавказья (южная Армения и Нахичеванская АССР). Многочисленными крутыми разломами массив разбит на отдельные глыбы; во многих из них фундамент залегает неглубоко или даже выступает на поверхность, в других же он погружен на большую глубину или вообще, возможно, отсутствует. Массив расширяется в восточном направлении; соответственно преобладающее на западе северо-западное простирание структурных элементов сохраняется лишь на юге, а на севере сменяется

на восток-северо-восточное, а затем снова на юго-восточное. Между двумя крупными меридиональными разломами, входящими в зону Урало-Оманского линеамента, здесь обособляется вытянутая в том же направлении Лутская глыба, сопровождаемая с востока Восточно-Иранской (Забол-Белуджинской) зоной офиолитового меланжа и флиша, а с запада выпуклой к западу дугой также с развитием образований меланжа.

Метаморфический фундамент Центрального Ирана состоит из двух комплексов. Более древний из них сложен гнейсами и метаморфическими сланцами вулканогенно-осадочного происхождения, а также амфиболитами и мраморами. Эти породы мигматизированы и гранитизированы. Более молодой комплекс образован слабометаморфизованными породами — глинисто-кремнистыми и аркозовыми сланцами с кислым пирокластическим материалом. Большого разрыва в возрасте этих комплексов как будто не должно быть, так как, согласно Й. Штёклину, первый постепенно сменяется вторым. Оба они прорваны крупными плутонами гранитоидов с возрастом 850—660 млн. лет, перекрыты излияниями риолитов и далее вендскими отложениями уже платформенного чехла.

Таким образом, Центральный Иран является частью эпибайкальской перигондванской платформы, что подчеркивается общим сходством разреза его венд-триасового осадочного чехла с разрезом Загроса, Тавра (автохтон), Аравийской плиты, Центрального Афганистана и Соляного кряжа. Это же подтверждают и палеомагнитные определения, указывающие на общность с Африкой и Аравией и Индостаном. Подобные данные получены и нашими исследователями для нижнего карбона Армении [Абесадзе и др., 1980].

Вендские и нижнекембрийские отложения, залегающие в основании осадочного чехла Центрального Ирана, представлены в основном обломочными красноцветами с участием кислых вулканитов, доломитов и на юго-востоке эвапоритов (серия Ормуз). Выше залегает характерная также для Тавра карбонатная формация среднего кембрия с трилобитами, а затем верхнекембрийская — нижнедевонская терригенная формация. Верхние члены формации часто отсутствуют, так как средний девон залегает трансгрессивно. В северном краевом Мисхано-Зангезурском поднятии девон непосредственно налегает на метаморфический фундамент; в основании девона местами появляются красноцветы. Отложения девона — нижнего карбона образуют шельфовую карбонатную формацию, на которую с перерывом ложится более молодая пермо-триасовая карбонатная формация; она пользуется наибольшим распространением и местами, в частности в Хамаданской зоне, залегает с красноцветами в основании прямо на метаморфическом фундаменте. Перерывы в пермо-триасовом разрезе подчеркнуты распространением латеритовых бокситов. Спокойное накопление платформенного чехла продолжалось в Центральном Иране до начала или середины позднего триаса. К этому времени относится окончательное отделение Иранского микроконтинента от Африкано-Аравийской плиты, его общее поднятие и затем раздробление на блоки меньшего масштаба. Особенно интенсивно последний процесс проявился на востоке в западном обрамлении Лутского блока. В меридионально вытянутой полосе хребта Шотори, ныне представляющей собой горст, наблюдается значительно повышенная мощность платформенного чехла, а западнее, в рэт-лейасе обособились грабены, заполнившиеся мощными, до нескольких тысяч метров, континентальными осадками. В конце лейаса эти грабены испытали интенсивное сжатие с образованием мелких и сложных дислокаций и даже начальным метаморфизмом (раннекиммерийская фаза тектогенеза). За этим последовало общее выравнивание и накопление новой квазиплатформенной формации средней и верхней юры. Но в самом конце юры и начале мела Центральный Иран был охвачен новой — позднекиммерийской фазой поднятий, деформаций и гранитоидного интрузивного магма-

тизма. К баррему тектоническая активность снова снизилась, и наступившая трансгрессия привела к господству морского мелководного карбонатонакопления почти до конца мелового периода. Очередная фаза поднятий в конце мела — начале палеогена сопровождалась в эоцене вспышкой андезитового вулканизма — наземного на востоке, в пределах Лутского блока, в основном подводного на западе — в поясе Урмия — Дохтар на юге и на южной периферии Эльбурса на севере. На северо-западе эти пояса сливаются и продолжаются за р. Аракс (Еревано-Ордубадская зона).

После новых поднятий в конце эоцена, в олигоцене — миоцене на севере области, в зоне, тяготеющей к Эльбурсу, образуются крупные впадины, заполнившиеся красноцветной лагунной эвапоритовой формацией с отдельными пачками морских известняков. Наиболее крупными из этих впадин являются Средне-Араксинская (Арарат-Нахичеванская) на севере, Кевирская (пустыня Дашти-Кевир) к юго-востоку от Тегерана и Урмийская на северо-западе, близ ирано-турецкой границы. В плиоцене опускание впадин продолжалось, но уже в континентальных условиях и с накоплением более грубых осадков.

В позднем миоцене — плиоцене — квартере северо-западная часть области стала ареной интенсивного наземного известково-щелочного вулканизма, создавшего крупные стратовулканы — Сахенд (3700 м) и Савалан (4821 м), в частности.

Особое место в структуре Центрального Ирана занимает расположенная на крайнем востоке и вытянутая по долготе поперек альпийского пояса на 900 км при ширине до 600 км Лутская глыба и ее обрамление: Восточно-Иранская флишево-офиолитовая зона на востоке и зоны «цветного меланжа» на западе и на севере. Фундамент в пределах собственно Лутской глыбы не обнажен и выступает лишь к западу от ограничивающего ее разлома. Однако субгоризонтальное залегание всех отложений, начиная с эоцена, в пределах глыбы заставляет предполагать неглубокое залегание консолидированного фундамента в ее основании. Почти вся площадь глыбы покрыта эоцен-олигоценовыми и плиоцен-четвертичными наземными вулканитами, а также неоген-четвертичными молассами.

Восточно-Иранская, или Забол-Белуджская, флишево-офиолитовая зона шириной до 200 км граничит с Лутской глыбой вдоль сложной системы меридиональных и север-северо-западных правых сдвигов. На севере ее апофизы как бы внедряются вдоль этих разрывов в тело Лутской глыбы, а сама зона затухает, не достигнув северной «вершины» последней. На востоке Восточно-Иранская зона частично переходит на территорию Афганистана, где на юге граничит с наложенной на нее молодой Сейстанской впадиной, а на севере приходит в торцовое тектоническое сочленение с более древней по возрасту основных деформаций Фарахрудской зоной. На самом юге, в Иранском Белуджистане Восточно-Иранский прогиб сливается с Макранской зоной, где его разрез надстраивается палеоген-миоценовым флишем (Фарахрудская и Макранская зоны и Сейстанская впадины см. гл. VI).

Меридиональные разломы к востоку от Лутской глыбы составляют южное продолжение Герирудского разлома на советско-афганской границе, а аналогичного простирания разломы к западу от Лута достигают на юге Ормузского пролива и отделяют Загрос от существенно иначе построенного Макрана. Последние, очевидно, кулисообразно подставляют первые и вместе с промежуточной Лутской глыбой составляют южное звено Урало-Оманского линеамента Р. Фюрона, разделяющего в альпийском поясе Кавказско-Иранский и Афгано-Белуджистанский сегменты.

Возвращаясь к Восточно-Иранской зоне, отметим, что она отличается исключительно высокой степенью дислоцированности, и слагающие ее отложения наряду с породами офиолитовой ассоциации встречаются в основном в составе меланжа. Это глинистые сланцы или филлиты,

пестрые кремнистые сланцы, радиоляриты, известняки, вулканиты, отличные от собственно офиолитовых повышенным содержанием кремнекислоты или щелочей. Возраст известняков по фауне глоботрункан в основном маастрихтский, возраст офиолитов по радиометрическим данным [Delaloye, Desmons, 1980] кампанский, возраст метаморфизма пород меланжа, по тем же данным раннепалеогеновый. На северо-востоке зоны слагающие ее образования резко несогласно перекрываются полого лежащими палеоценовыми нуммулитовыми известняками [Сборщиков, 1979]. В южном направлении, к стыку с Макранской флишевой зоной это несогласие, видимо, ослабевает, ибо здесь и палеогеновый флиш значительно дислоцирован.

Полосы «цветного меланжа» (пестрая окраска меланжа обязана сочетанию обломков зеленых серпентинитов, темнозеленых базитов, красных и зеленых радиоляритов и кремнистых сланцев, розовых и белых известняков в общей массе серо-зеленого глинисто-серпентинитового материала) охватывают Лутскую глыбу практически и по всему остальному ее периметру. На севере это офиолиты и меланж района Сабзевара на юго-восточном окончании Эльбурса, на юге офиолиты (один из наиболее полных разрезов в Иране) к югу от впадины Джаз-Мурриан, на южном окончании Лутского блока, продолжающие офиолитовый пояс Загроса. Но наиболее любопытна сопровождаемая выходами меланжа выпуклая к западу дуга разломов к западу от Лутского блока, проходящая через г. Йезд и сливающаяся у г. Наина с полосой офиолитов вдоль северо-восточной границы Хамаданской зоны. Строение этой дуги очень сложное, доходящее, по данным съемок советских геологов, до шарьирования древних метаморфических комплексов. Мы еще вернемся к возможному значению этих фактов.

Складчатая система Эльбурса. Эта складчатая горная система длиной в 1200 км и шириной порядка 120 км пологовыпуклой к югу дугой общего широтного простирания окаймляет с юга Южно-Каспийскую впадину и с севера Центрально-Иранскую область. Она является целиком или, по крайнем мере в основном, энсиалической. Байкальский метаморфический фундамент выступает как в центральной части системы, так и на северной и южной ее периферии. Особенно примечателен выступ фундамента на севере, против юго-восточного угла Каспийского моря, южнее г. Бендер-Шаха. Этот Горганский выступ непосредственно перекрыт верхнеюрскими отложениями. В пределах же собственно Эльбурса на докембрийском фундаменте обычно залегает вендско-триасовый чехол, весьма сходный с центрально-иранским. Это сходство особенно велико для южных зон Эльбурса, к югу от осевого Кандаванского разлома, в то время как на севере наблюдается выпадение отдельных частей допермского разреза чехла, а на северо-западе, в районе Решта (Иранский Талыш), появление вулканитов и более глубоководных фаций в среднем палеозое. Здесь установлены даже метаморфизованные офиолиты, видимо, досреднепалеозойского возраста и намечающие, таким образом, положение Палео-, если не Пратетиса.

Перелом в развитии Эльбурса, как и Центрального Ирана, произошел в позднем триасе, когда наступило его общее поднятие. В рэт-лейасе и раннем доггере в пределах современного северного склона существовал прогиб с накоплением мощной угленосной, в основном континентальной, с участием вулканитов формации, сходной с одновозрастными образованиями Центрального Ирана. На южном склоне эти отложения имеют меньшие распространение и мощности. Выше залегает умеренной мощности карбонатная формация средней — верхней юры, опять-таки подобная центрально-иранской. Но, начиная с границы юра — мел, к которой приурочены поднятия, а на северо-западе деформации и слабый метаморфизм, центральная зона Эльбурса проявляет себя как поднятие, а развитие северного и южного прогибов обнаруживает все большие различия. В северном прогибе наблюдается полный разрез мела, а интервал апт — сеноман характеризуется подводным вулканизмом.

В южном прогибе развита карбонатная формация апта — кампана. На рубеже мел — палеоген поднятия и деформации охватывает осевую зону Эльбурса и северный прогиб, на юге в эоцене мощно проявляется подводный вулканизм шошонитового типа, образовав толщу мощностью до 4 км. В конце эоцена новые поднятия и складчатость распространились и на южную зону. С этого времени на периферии Эльбурса, а частично и в его центральной части, но в более грубых фациях и меньших мощностях накапливались молассы. Деформации конца плиоцена завершили формирование складчато-надвиговой структуры Эльбурса, и в квартере произошло его окончательное воздымание.

Сооружение Эльбурса представляет в целом веерообразный антиклинорий (мегантиклинорий), центральная зона которого сложена отложениями от верхнедокембрийских до мезозойских включительно (рис. 51). Эта зона надвинута к северу на краевой молассовый прогиб с пологоскладчатым выполнением; ему отвечают северные предгорья хребта и прибрежная равнина Каспия. На юге центральная зона надвинута к югу на красноцветную соленосную и сероцветную грубую молассы, слагающие серию впадин. Близ этого надвига в молассах развиты линейные опрокинутые к югу складки, южнее они становятся более пологими и осложнены диапиризмом. Восточный Эльбурс в целом характеризуется преобладанием северной вергентности, Западный — южной. Северо-западная, талышская часть сооружения отделена от основного его тела поперечным левым сдвигом вдоль р. Сефидруд и отличается сложным, еще не вполне расшифрованным строением.

Северо-западным продолжением (или, по крайней мере, гомологом) южной зоны Эльбурса в пределах советского Закавказья служит Ереванo-Ордубадская зона с мощными (в сумме более 5 км) карбонатным верхним мелом, флишевым палеоценом и вулканогенным эоценом и олигоценом на девонско-триасовом платформенном чехле. Содержание вулканогенного материала снижается вверх по разрезу, от эоцена к олигоцену и с юго-востока на северо-запад. В Приереванском районе олигоцен уже нацело осадочный, песчано-глинистый; в отличие от более северных районов Закавказья, он содержит тропическую фауну нуммулитов и кораллов.

Основные деформации Еревано-Ордубадской зоны произошли в конце олигоцена. Они создали систему брахиморфных складок, изменяющих свое простирание от северо-восточного в Приереванском районе до юго-восточного и юг- юго-восточного в Ордубадском районе. В пределах зоны известны мелкие интрузии габбро, монцонитов, гранодиоритов, граносиенитов олигоценового (35—30 млн. лет) возраста [Багдасарян, 1977].

Еревано-Ордубадскую зону сопровождает и отделяет от неогеновой Среднеараксинской впадины с юга Приараксинское (Шаруро-Джульфинское) поднятие, сложенное в основном палеозойско-триасовым, с незначительным развитием маломощной средней—верхней юры комплексом и обладающее складчато-блоковой многофазной структурой. Юго-восточнее, в Иране южная зона Эльбурса также отделена от неогеновых впадин поднятиями, выводящими на поверхность доюрские образования.

Неогеновые впадины Малого Кавказа и Центрального Ирана. Деформации раннего — среднего олигоцена завершили в основном становление структуры рассматриваемой области, за исключением Загроса (см. ниже). С позднего олигоцена началось поднятие современных хребтов и одновременно образовалась целая серия наложенных впадин, крупных и мелких, развивавшихся затем в течение неогена и частично квартера. Впадины выполнялись сначала лагунно-морскими, в значительной мере эвапоритовыми, а с конца миоцена озерно-аллювиальными молассовыми образованиями, постепенно грубеющими вверх по разрезу. Наиболее северное положение занимают Севанская и Ленинаканская впадины в центральной части Малого Кавказа.

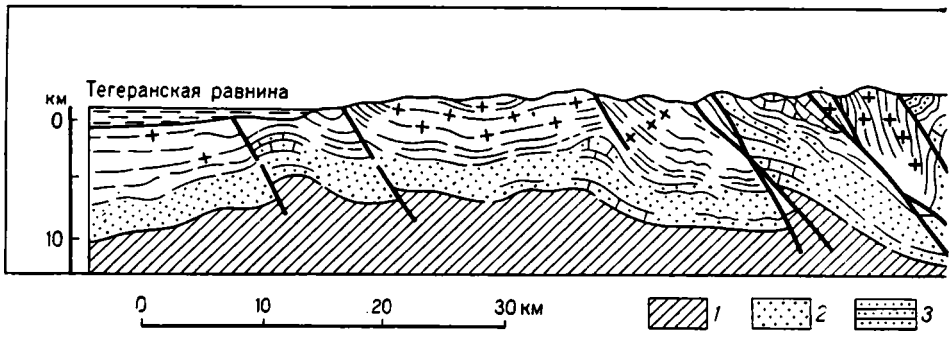
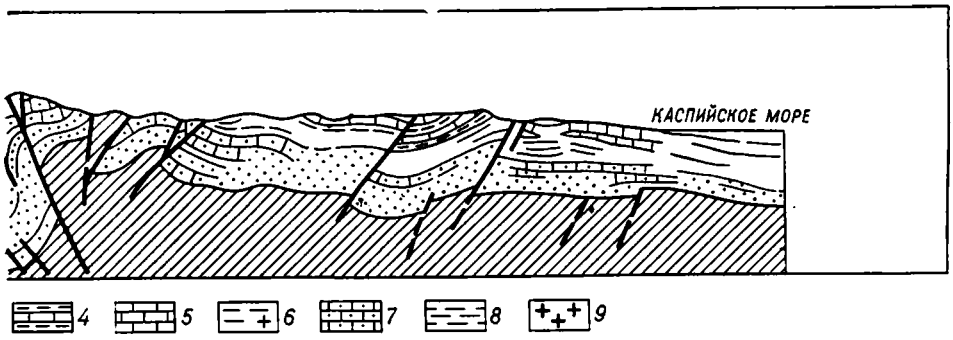


Рис. 51. Структурный профиль через Эльбурс (по И. Штёклину, несколько изменено). *1* — докембрийский фундамент; *2* — палеозой, нижний и средний триас; *3* — верхний триас—средняя

Севанская впадина возникла, очевидно, в среднем миоцене, поскольку в ее пределах установлено присутствие морских конкских и сарматских осадков. Обособлению водоема и его сохранению на большой высоте (около 1900 м) способствовало образование четвертичной лавовой запруды. Ленинаканская впадина менее глубокая и наметилась в сармате, но в основном четвертичная. Образование обеих этих впадин связано, вероятно, с активностью ветви Северо-Анатолийского разлома.

Более южную полосу впадин составляют Араратская и Нахичеванская впадины, разделенные на советской территории невысоким поднятием палеозоя и составляющие вместе Среднеараксинский прогиб. Араратская впадина соединяется с Севанской Разданским прогибом северо-восточного простирания. Араратская и Нахичеванская впадины возникли самостоятельно в конце олигоцена — начале миоцена, когда в их пределах стала накапливаться лагунная красноцветная, в Нахичевани вулканогенно-обломочная формация. В раннем миоцене в Нахичеванскую впадину из Центрального Ирана проникает море, отлагающее известняки типа асмарийских Ирана. В начале среднего миоцена возникает затрудненное сообщение Нахичеванского бассейна с Рионо-Куринским, а затем здесь накапливается толща пестроцветных глин и эвапоритов, включая каменную соль; по стратиграфическому положению толща отвечает караганскому горизонту Понто-Каспийской области. В конкское время новая, более широкая трансгрессия охватывает как Нахичеванскую, так и Араратскую впадины; соединение с Рионо-Куринским бассейном происходит, очевидно, через Разданский прогиб, Севанскую впадину и Иджеванский поперечный прогиб Сомхито-Кировабадской зоны. В раннем — среднем сармате эвапоритовая соленосная толща образуется в Араратской впадине и повторно в Нахичеванской, а в позднем сармате обе впадины вместе с Разданским прогибом и Севанской впадиной объединяются в один бассейн, сообщающийся с Рионо-Куринским, судя по общей морской фауне. На этом в общем заканчивается развитие Среднеараксинского прогиба, если не считать возобновления его погружения в раннем плейстоцене с накоплением пресноводной галечниковой толщи.

Общая мощность осадочного выполнения Араратской и Нахичеванской впадин достигает 2—2,5 км. В структурном отношении они, а также Разданский прогиб характеризуются развитием куполовидных и брахиморфных поднятий изменчивых простираний, приспосабливающихся к контурам впадин, с проявлениями эмбрионального соляного диапиризма, разделенных более широкими синклиналями. Вдоль северо-восточного борта Нахичеванской впадины прослеживается разлом, к которому тяготеют расположенные уже в Еревано-Ордубадской зоне субвулканические интрузии и экструзии андезитов и дацитов плиоценового возраста.



юра, в основном континентальная; *4* — юра и мел, нерасчлененные; *5* — мел; *6* — вулканогенный эоцен; *7* — осадочный эоцен; *8* — неоген; *9* — граниты

На территории Ирана наиболее крупными неогеновыми впадинами являются Урмийская (ее реликтом служит оз. Урмия), Кумская, Кевирская и Джаз-Мурианская (последняя на юге Лутской глыбы). За исключением Джаз-Мурианской, в основании разреза остальных впадин залегают толщи кумских известняков верхнего олигоцена — нижнего миоцена, являющихся аналогом и первоначально представлявших собой продолжение асмарийских известняков внешнего Загроса. Выше следует красноцветно-эвапоритовая толща среднего—верхнего миоцена, с которой связаны проявления соляной тектоники, особенно в Кевирской впадине, и затем с несогласием в подошве обломочные отложения плиоцена.

Неоген-четвертичные вулканиты. Значительные площади в пределах Малого Кавказа, главным образом Армении, покрыты плащом неогено-четвертичных наземных вулканитов, которые продолжаются на запад и юго-запад в Турцию и юг и юго-восток в Иранский Азербайджан. Этот плащ расчленен крупными речными долинами на отдельные вулканические нагорья: с северо-запада на юго-восток Джавахетское в Грузии (в Турции Карсское), Гегамское к юго-западу от Севана, Варденисское к югу от Севана, Сюникское или Карабахское в междуречье Воротана (Базарчая), Тертера и Акеры. Особняком стоят огромные стратовулканы Арагаца в юго-западной Армении, Арарата в Турции, Сахенда и Савалана в Иране, достигающие 4—5-километровой высоты. В разрезе молодых вулканитов Закавказья достаточно четко намечаются три подразделения: 1) нижняя, лавово-пирокластическая толща верхнемиоценового (мэотис—понт) и, возможно, частично нижнеплиоценового (киммерий) возраста; 2) средняя, в основном лавовая толща плиоценового, точнее, вероятно, верхнеплиоценового (акчагыльского) возраста; 3) верхняя — лавово-туфовая (игнимбритовая) четвертичного возраста. С двумя последними толщами связаны фациальными переходами накопления озерных диатомитов в тектонических депрессиях, унаследованных от неогена или образованных (подновленных) лавовыми запрудами.

Нижняя толща прослеживается по советской территории от верховьев Куры (здесь в породах толщи, называемых годердзской свитой, расположен знаменитый пещерный монастырь Вардзия) через Приереванский район (вохчабердская свита, монастырь Гехард) до низовьев рек Воротан (Базарчай) и Акера. В ней в общей схеме выделяются: 1) свита трахитов, трахилипаритов, плагиолипаритов и их туфов, развита неповсеместно, 2) свита туфобрекчий андезитов и андезито-базальтов (собственно вохчабердская и, очевидно, годердзская), наиболее широко распространенная и характерная, 3) свита обсидианов, перлитов, липаритов и их пирокластов, связанная с отдельными экструзивными куполами (Атис в Армении и др.) и поэтому развитая на отдельных участках, 4) свита свежих андезитов и дацитов. Общая мощность толщи до-

стигает нескольких сот метров. Она залегает резко несогласно на подстилающих образованиях, включая сарматские, но сама достаточно заметно, хотя и полого дислоцирована [Геология СССР, т. XLII, 1970].

Одновозрастной нижней вулканогенной толщей может являться октемберянская свита на крайнем юго-западе Армении — красноцветно-глинистая в нижней части, соленосная в верхней. Она залегает на сармате и перекрывается плиоценовыми базальтами, возможно соответствуя средиземноморскому мессинию.

Средняя толща представлена образованиями двух типов. Первый тип частично более древний и, видимо, одновозрастный второму. Это обширные лавовые покровы, нивелирующие древний рельеф и образующие возвышенные плато, в частности Канакерское, или очень протяженные потоки в крупных речных долинах. По составу это базальты или андезиты; для них очень характерна долеритовая структура («долеритовые базальты»). Второй тип верхнеплиоценовых вулканитов представлен более кислыми лавами — от андезито-базальтов до андезито-дацитов и дацитов, и их пирокластолитами, формирующими полигенные стратовулканы. Наиболее крупным из них является Арагац (4095 м); назовем также Абул и Самсар в Джавахетском нагорье, Араилер к восток-юго-востоку от Арагаца, Ишканасар (армян.) или Ишихлы (азерб.) в Карабахском (Сюникском) нагорье.

Озерные и аллювиально-пролювиально-делювиальные отложения, одновозрастные средней вулканогенной толще, известны в Севанской впадине, Разданском прогибе, в верховьях р. Воротан и низовьях р. Акера (Нижнеакеринский прогиб). Все эти плиоценовые образования еще обнаруживают пологие и широкие пликативные деформации, участками более интенсивные.

Четвертичные вулканиты Малого Кавказа это преимущественно базальты, андезито-базальты и частично андезиты, андезито-дациты и дациты, слагающие относительно небольшие полигенные вулканы, а чаще еще более мелкие моногенные шлаковые конуса, нередко приуроченные к склонам позднеплиоценовых стратовулканов, в частности Арагаца. Помимо лав широко распространены туфы и туфолавы — игнимбриты (к ним относится известный «артикский туф»). Извержения продолжались до голоцена включительно.

4. Складчатая система Загроса

Юго-западное обрамление Иранского массива составляет складчатая система Загроса (рис. 52), выраженная одноименным хребтом, простирающимся на 1300 км, шириной до 250 км и высотой до 4,5 км. В состав Загросской системы, кроме передового Месопотамского прогиба, внешней и внутренней зон, мы включаем переходные к Иранскому массиву Хамаданскую или Сенендедж-Сирджанскую зону и Урмия-Дохтарский краевой вулкано-плутонический пояс. Последовательно охарактеризуем эти зоны, начиная с передового прогиба.

Предзагросский (Месопотамский) прогиб. Складчатая система Загроса отделяется от северо-восточного склона Аравийской плиты передовым прогибом, внешнее крыло и осевая часть которого заняты Месопотамской низменностью и Персидским заливом с их чехлом четвертичных отложений. Граница с плитой может быть проведена лишь весьма условно, вдоль низовьев р. Тигр, Шатт-эль-Араба и в пределах залива. В районе Шатт-эль-Араба в четвертичных отложениях наблюдаются эмбриональные складки, скорость роста которых была определена Дж. М. Лизом по врезанию оросительных каналов. Внутреннее складчатое крыло прогиба втянуто в поднятие Загроса; о его былой принадлежности к прогибу можно судить по распространению в синклиналях молассовых отложений — пестроцветной соленосно-мергельной миоценовой нижней молассы и сероцветной более крупнообломочной верхней молассы плиоцена. Обычно эта зона рассматривается вместе с Внеш-

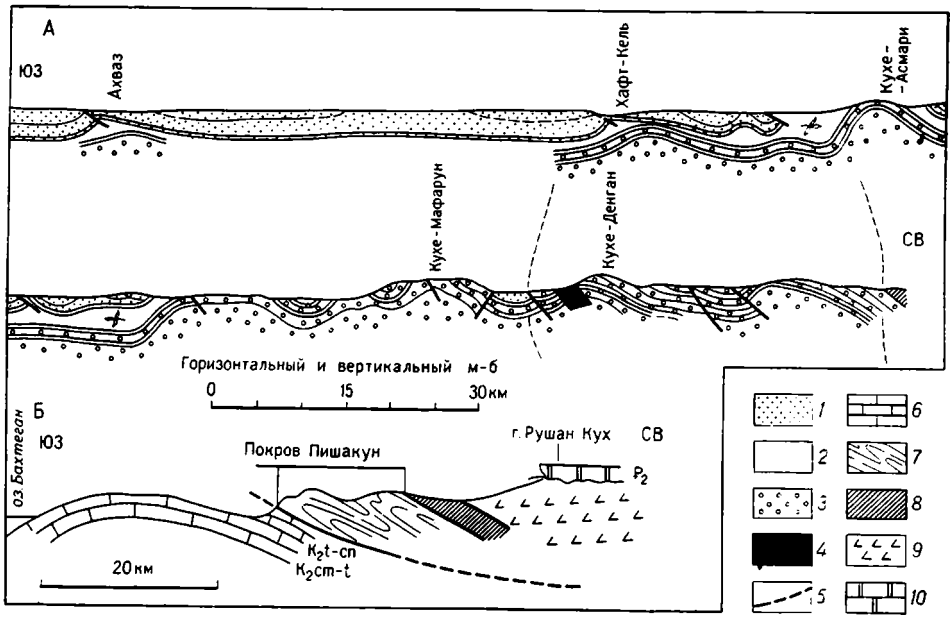


Рис. 52. Геологический профиль Загроса (А), по Н. Л. Фалкону, и строение офиолитового покрова в районе Нейриза (Б), по Л. Рику.

1 — миоценовые и более молодые компетентные отложения; *2* — миоценовые эвапориты; *3* — кембрийско-миоценовые компетентные отложения; *4* — соляные штоки (кембрий и связанные с ним отложения); *5* — разрывы; *6* — известняки верхнего мела; *7* — радиоляриты верхнего мела; *8* — меланж; *9* — габбро, перидотиты; *10* — известняки эоцена

ней зоной Загроса, ибо они совместно претерпели основные деформации в плиоцене, перед отложением плио-плейстоценовых конгломератов Бахтиари — свидетелей заключительного горообразования Загроса.

В северо-западном направлении, к иракско-сирийской границе прогиб выполаживается и замыкается с приближением к погребенному отрогу Аравийско-Нубийского щита — своду Рутба.

Внешняя зона Загроса вместе с внутренним складчатым крылом Предзагросского прогиба имеет ширину порядка 200 км. Разрез зоны, включая неогеново-четвертичную молассу мощностью почти в 5 км, достигает 12 км. В основании находится соленосная толща вендского возраста, с которой связаны проявления диапиризма в более молодых отложениях. Выше следует преимущественно терригенная, песчано-аргиллитовая формация нижнего и среднего палеозоя мощностью 1,5—2 км. Наибольшую мощность порядка 4,5 км имеет карбонатная формация перми — палеогена, залегающая с некоторым размывом на более древних палеозойских отложениях. Все это осадки подводной окраины Аравийской плиты, ее наиболее погруженной части. О последнем свидетельствует появление, начиная с юры, радиоляритов в наиболее северо-восточной части зоны (признаки углубления бассейна проявляются уже в триасе, по данным А. Хэллама). Таким образом, слагающая Внешнюю зону Загроса осадочная толща достаточно типична для миогеосинклиналей, какой обычно она ранее и считалась. В северо-западном направлении, к иракско-турецкой границе происходит сокращение мощности отложений и, в конечном счете, вырождение прогиба, замещаемого уже типичным платформенным чехлом небольшой мощности, претерпевшим однако пологие складчатые деформации (юг Турции и север Сирии).

Структура Внешней зоны Загроса отличается правильным чередованием удивительно протяженных (до 350 км!) и широких (10—20 км) складок, несколько скошенных к юго-западу, сложенных близ поверхности карбонатной формацией. Миоценовые эвапориты обнаруживают значительно более сложную структуру, дисгармоничную по отношению

к этой складчатости. Последняя рассматривается как типичная параллельная складчатость продольного изгиба компетентной толщи, зажатой между двумя некомпетентными сериями (венд и миоцен) и связанной с поперечным сжатием прогиба. Складки в плане образуют две выпуклые к юго-западу пологие дуги — в Луристане и Фарсе, отвечающие участкам повышенных мощностей осадков. Между ними расположено поперечное поднятие меридионального простирания, находящееся на северном продолжении Катарского погребенного выступа фундамента Аравийской плиты и подчеркнутое разломом Казерун, действовавшим в новейшее время как правый сдвиг. Это Катар-Казерунское поднятие ощущалось в фациях и мощностях осадков практически на протяжении всего палеозоя и мезозоя, до позднего мела включительно. Севернее оно прослеживается в строении Центрального Ирана и даже Эльбурса. Обращает на себя внимание, что распространение соляных диапиров в Загросе и Персидском заливе по существу ограничено с запада Катар-Казерунским поднятием, что, видимо, свидетельствует о преимущественном развитии соленосной толщи на востоке (отдельные соляные купола известны и на западе, в Луристане). Именно здесь ядра диапиров выступают на поверхность, образуя в условиях аридного климата «соляные глетчеры». Соляные диапиры приурочены в основном к линейным антиклиналям, реже к синклиналям. Как показал П. Е. Кент, диапиры возникли до образования линейных складок, которое привело к активизации движения соли; наиболее благоприятные условия этого существовали именно в антиклиналях (Colman-Sadd, 1978].

В настоящее время практически общепризнано, что складчатость Загроса (это подтверждает вся ее морфология) не затрагивает фундамент, который в общем полого погружается к северо-востоку. Некоторые исследователи [Farhoudi, 1978] полагают, однако, что фундамент нарушен разломами — взбросами или сдвигами. Это может объяснить вынос ормузской солью в ядрах диапиров обломков пород фундамента— гранитов, габбро, базальтов, амфиболитов и метаморфических сланцев.

Внутренняя зона Загроса. Граница широкой Внешней и узкой (менее 100 км) Внутренней зон Загроса проводится вдоль так называемого Главного надвига, сопровождаемого с юго-запада зоной чешуй до 80 км шириной, в составе которых поверх эпиконтинентальных отложений появляется флиш маастрихтско-палеоценового возраста. На него надвинуты нижнеюрские — верхнемеловые радиоляриты, а на последние—офиолитовый комплекс, включая покровы перидотитов, габбро, диабазов. Радиоляриты и собственно офиолиты развиты не на всем протяжении Главного надвига, а в основном на двух участках — на северо-западе в районе Керманшаха и на юго-востоке в районе Нейриза. Радиоляритам подчинены покровы шаровых лав (они наблюдаются и во флише) и прослои известняковых турбидитов; между ними и офиолитами местами залегают чешуи неритовых известняков; в основании офиолитовых покровов встречаются пластины амфиболитов и зеленых сланцев, а в их верхней части, в осадочных прослоях среди щелочных базальтов — верхнемеловые глоботрунканы. Время образования всех этих надвигов оценивается как позднемеловое, между туроном и маастрихтом.

Многие исследователи считали и считают радиоляриты естественным верхним членом офиолитовой ассоциации. Между тем Л.-Э. Рику [Ricou, 1976] высказал мнение, что радиоляриты являются осадками самостоятельного прогиба, отделенного от бассейна с океанской корой (=офиолитам) «карбонатной платформой», по аналогии с Тавридами.

Офиолиты имеют еще более широкое распространение к северо-востоку от Главного надвига, амплитуда которого оценивается примерно в 40 км в пределах зоны шириной до 80 км (по Й. Штёклину), которая известна под названием Сенендедж-Сирджанской, или Хамаданской [Тектоника Европы, 1978]. Но прежде чем говорить об этой зоне, следует отметить, что, по данным Ж. Бро и Л.-Э. Рику, параллель-

но Главному надвигу проходит несколько более крутой и более молодой надвиг или взброс, который имеет и существенную правосдвиговую компоненту. Предполагается, что сдвиг этот может составлять юго-восточное продолжение Северо-Анатолийского разлома; соединительное звено между ними должно пересекать район озера Ван.

Хамаданская зона (это более краткое название представляется предпочтительным) имеет очень сложное и до конца еще не расшифрованное строение, что служит причиной разной трактовки ее тектонической принадлежности. Й. Штёклин, отмечая отличия от Загроса (его Внешней зоны), выражающиеся в проявлении ряда эпох тектогенеза, а также в выходах метаморфических образований, рассматриваемых в основном как докембрийские, относит Хамаданскую зону уже к области Центрального Ирана. Однако большинство исследователей в последние годы [Pamić et al., 1979; Alavi, 1980], основываясь на строгой параллельности этой зоны структурам Загроса, мезозойском возрасте значительной части метаморфитов и возможном аллохтонном залегании более древних из них, развитии мелового (начиная с апта) флиша, включают данную зону в складчатую систему Загроса (Загросид, Загрид) в более широком смысле этого термина. Этот взгляд представляется более правильным.

Северо-восточным ограничением Хамаданской зоны и распространенных в ее пределах офиолитов служат разломы Абадах и Бафт. Как на северо-западе, так и на юго-востоке офиолитовые образования испытали метаморфизм высокого давления с образованием глаукофановых сланцев. Региональный метаморфизм низкого давления местами затрагивает верхнемеловой флиш; радиометрические датировки K/Ar методом по слюдам и амфиболам [Adib, 1978] указали на проявление трех главных эпох метаморфизма: 404—362 млн. лет (силур—девон)—гранитогнейсы, 170—138 млн. лет (юра—ранний мел) — силлиманитовые сланцы, гранатовые амфиболиты, парагнейсы (их галька встречается в основании юры) и 104—84 млн. лет (мел) — слюдяные сланцы, горнблендиты и амфиболиты. В Хамаданской зоне известны и мезозойские, в частности верхнемеловые гранитоиды. В северо-восточной части Хамаданской зоны, от озера Урмия до Сирджана простирается полоса впадин, выполненных континентальной неоген-четвертичной молассой неустановленной мощности.

Краевой вулкано-плутонический пояс Урмия—Дохтар, выраженный в рельефе хребтом Кухруд с высотами до 4,4 км, протягивается в тылу Хамаданской зоны и Загросид в целом, вдоль края Центрально-Иранского массива (микроконтинента). Магматическая деятельность началась в позднем мелу — эоцене и с перерывами продолжалась до плейстоцена — голоцена. Состав вулканитов неоднократно изменялся, но преобладают андезиты, риолиты, включая игнимбриты, и базальты, а среди интрузивных разностей — диориты и гранодиориты, т. е. породы известково-щелочной серии. Однако в олигоцене — миоцене появляются трахиты и даже фонолиты, предшествуя поднятиям конца миоцена — начала плиоцена. Для плио-плейстоцена характерно образование крупных стратовулканов. Сходство рассматриваемого пояса с андским типом подчеркивается промышленно важным меднопорфировым оруденением.

5. Оман

Оманские горы на крайнем северо-восточном выступе Аравийского п-ова представляют собой весьма своеобразный, наиболее далеко выдвинутый к югу участок южной периферии Альпийско-Гималайского пояса, тектонически наложенный на краевое поднятие Аравийской плиты[1]. Он простирается на 500 км с северо-запада на юго-восток в виде слабо выпуклой к юго-западу дуги и ограничен с северо-запада разломом Диб-

[1] Раздел написан в основном по материалам сборника «Офиолиты Омана» [Oman Ophiolite, 1981], в особенности по вступительной к нему статье Р. Дж. Колмена.

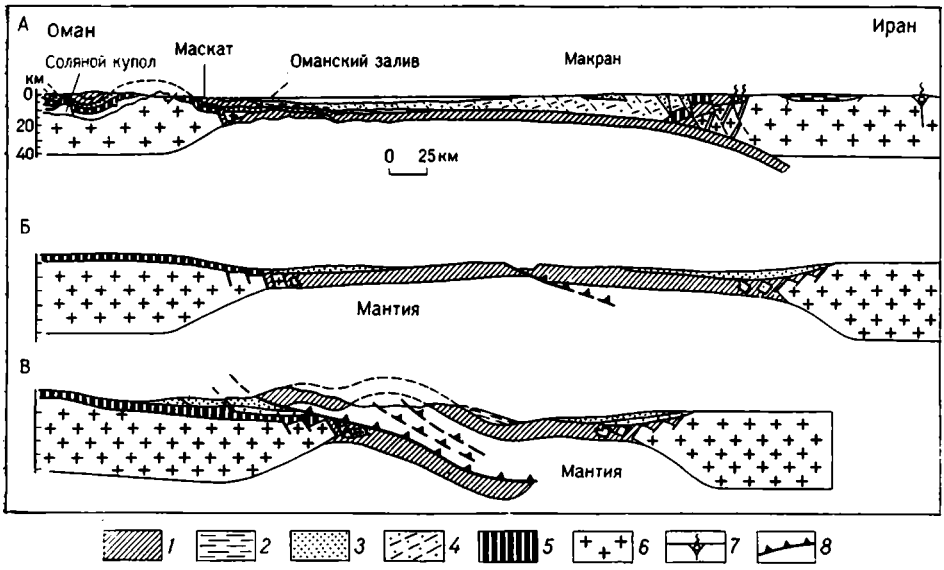


Рис. 53. Идеализированный разрез от Омана до Ирана (А) и схематические разрезы, показывающие отслаивание (Б) и начальное становление (В) офиолитов Самайль (по Р. Дж. Колмену).

Б — начало отслаивания в сеноманское время, когда кора была тонкой, а верхняя мантия еще горячей близ оси активного спрединга вдоль срединного хребта Тетиса; отслаивание было вызвано закрытием океана Тетис при движении Африки (Аравии) к северу. В — продолжающееся закрытие океана вызывает поднятие океанской коры выше уровня моря и ее интенсивную эрозию. Континентальная окраина вдоль Омана подвергается депрессии с поддвигом части океанского и континентального материала. Гравитационное скольжение пелагических осадков сопровождает становление офиолитового покрова Самайль. А — окончательное размещение офиолитов Самайль по отношению к Оманскому заливу и современная субдукция к северу под береговую линию Макрана. *1* — офиолиты; *2* — мелководные известняки; *3* — глубоководные осадки; *4* — флишевые отложения; *5* — платформенные отложения; *6* — фундамент; *7* — образования островной дуги; *8* — надвиги

ба — юго-западным ответвлением Оманской зоны разломов, разделяющей на континенте Загрос и Макран и ограничивающей севернее с запада Лутскую глыбу. Надо полагать, что Оманская дуга оборвана на востоке аналогичным разломом, протягивающимся вдоль восточного побережья Аравийского п-ова параллельно трансформному разлому Оуэн в Аравийском море, т. е. с север-северо-восточным простиранием; он отделяет сложенный офиолитами о. Масира от выступа докембрийского фундамента на континенте.

Кристаллический фундамент Аравийской плиты выступает на поверхность в Оманских горах в ряде районов — на востоке он датирован в 858±16 млн. лет, на севере, близ Маската в 327±16 млн. лет. В последнем районе это метаосадочные и метавулканические породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации и перекрытые непосредственно среднепермскими известняками, которыми и начинается разрез осадочного чехла этой части Аравийской плиты. Чехол мощностью примерно 3,7 км представлен шельфовой карбонатной формацией Хаджар, заканчивающейся сеноманскими известняками. На этот чехол по пологоволнистой поверхности тектонически налегает (рис. 53) покров пелагических отложений (известняки от обломочных до тонкозернистых, аргиллиты, радиоляриты, кремни), известных под сборным названием группы Хавазина. Ее возраст заключен в пределах перми или триаса — сеномана, т. е. она одновозрастна мелководной формации Ходжар. В северной части хребта между этими глубоководными отложениями и шельфовыми осадками чехла плиты вклиниваются залегающие в паравтохтоне обломочные, в том числе флишевые образования коньякско-кампанского возраста, рассматриваемые как осадки континентального склона. В основании покрова Хавазина встречаются крупные глыбы коралловых известняков пермского и триасового возраста, залегающих на пиллоу-лавах базальтов.

Отложения группы Хавазина, имеющие на юге чешуйчато-надвиговую структуру, к северу испытывают все большее дробление и вовлекаются в меланж, подстилающий более высокий, мощный офиолитовый покров Самайль. Последний представляет собой самую крупную и мощную пластину океанской литосферы, обдуцированной на континентальную кору — его расчлененные эрозией останцы занимают полосу длиной около 450 км, шириной до 100 км и мощностью в 15—17 км. Из этой мощности 9—12 км приходится на тектонизированные перидотиты (гарцбургит, дунит), около 5 км —на кумулятное габбро, вверху сменяющееся менее мощным некумулятным габбро, 1,5 км—на комплекс пластинчатых даек (sheeted dikes) и 0,5 км—на пиллоу-лавы толеитовых базальтов с прослоями кремней. В подошве офиолитовой пластины отмечен слой гранатового амфиболита мощностью до 10 м, подстилаемый породами группы Хавазина, метаморфизованными в зеленосланцевой фации и все слабее с удалением от контакта с перидотитами. В кровле офиолитов местами развиты латериты, выше которых, иногда непосредственно на офиолитах, залегают мелководные известняки, в основании с маастрихтской фауной.

Разрез офиолитов по всем своим петрологическим и петрофизическим параметрам, включая сейсмические скорости, отвечает разрезу океанской коры, формирующейся в срединных хребтах. Изучение пластинчатых даек позволило установить, что ось спрединга простиралась в северо-западном направлении, а ширина зоны спрединга составляла до 275 км. Возраст офиолитов по радиометрическим данным и радиоляриям из прослоев кремней среди пиллоу-лав датируется сеноманом — туроном (100—86 млн. лет). Начало надвигания офиолитов на край континента определяется возрастом амфиболитов из подошвы офиолитового покрова — 90 млн. лет., а конец — трансгрессивным налеганием маастрихта с офиолитовым детритом. Таким образом, возраст шарьяжей в общем совпадает с установленным в районе Нейриза в Загросе Л.-Э. Рику.

Наиболее вероятная модель образования и размещения покровов Омана, предложенная Р. Дж. Колменом, изображена на рис. 53 Б, В. В этой модели остается не совсем ясным возраст современной океанской коры Оманского залива; вряд ли ее можно считать реликтом юрско-нижнемеловой коры Тетиса, учитывая, что на оманской стороне офиолиты подобного возраста в составе покрова Самайль отсутствуют. Скорее, раскрытие Оманского бассейна началось уже после покровообразования, в виде самостоятельного акта спрединга, сопровождавшегося субдукцией в сторону Макрана (см. следующую главу).

6. Основные этапы развития

Байкальский этап. Нигде в пределах Малого Кавказа и Ирана не известно пород раннедокембрийского возраста, и выступающие в целом ряде районов метаморфиты относятся к позднему докембрию, вероятно, не старше 1 млрд. лет. Возможно, что метаморфиты амфиболитовой фации имеют более древний, гренвильский возраст, а зеленосланцевой — собственно байкальский. Возраст заключительного метаморфизма основания Иранского массива по прорывающим его гранитам порядка 600 млн. лет (поздний венд); эти граниты могут соответствовать так называемым молодым гранитам Аравии. Вообще история формирования фундамента Иранского массива, как отметил уже ряд исследователей [Berberian, King, 1981[1]; Stöcklin, 1977], должна была быть весьма сходной с историей Аравийско-Нубийского щита, прямое северо-восточное продолжение которого он и может составлять. В Иране, как и в южной Анатолии и в Соляном кряже Пакистана позднедокембрий-

[1] Эта работа содержит довольно полный набор палеогеографических и палинспастических схем.

ский фундамент перекрывается с резким несогласием вендскими (верхневендскими) кислыми, субщелочными вулканитами, включая игнимбриты, обломочными красноцветами, доломитами и солями. В пределах северной окраины Иранского массива, на северном склоне Эльбурса, в северо-западном углу Иранского Азербайджана, в разрезе нижнего палеозоя появляются крупные перерывы, а в южном Закавказье (Мисхано-Зангезурская зона) прямо на метаморфический комплекс налегают девонские отложения. Ордовик Иранского Азербайджана обнаруживает уже некоторый метаморфизм, но все же представляется, что верхний возрастной предел метаморфического комплекса здесь остается тем же—вендским, что и в основной части массива. Если это так, то Иранский массив в целом оказывается более древним, чем отделенный от него Малокавказской геосинклинальной системой Закавказский массив, в состав фундамента которого входят и нижний кембрий, и филлиты среднепалеозойского возраста, и герцинские гранитоиды. Развитие последних, а также вестфальский тип флоры являются признаками, роднящими Закавказский массив с Евразиатским континентом [Адамия и др., 1980].

Каледоно-герцинский этап (венд — средний триас). Как отмечалось, накопление осадочного чехла началось на Иранском массиве в позднем венде. Базальная часть этого чехла — вендско-раннекембрийская обнаруживает определенную фациальную дифференциацию, выражающуюся в неповсеместном распространении ормузских солей. По мнению М. Берберяна и Дж. Кинга, эта дифференциация была подчинена системе разломов, которые в дальнейшем продолжали играть существенную роль в развитии территории и могли зародиться одновременно со сходно ориентированной системой разломов Аравии.

Начиная со среднего кембрия Иранский массив был залит обширным эпиконтинентальным морем и развивался как часть устойчивой перигондванской платформы (плиты), простиравшейся от Аравии до Афганистана и Пакистана, вплоть до конца среднего триаса. Связь этой плиты с Гондванским суперконтинентом, в частности с Арабо-Африкой, подтверждена уже довольно многочисленными палеомагнитными определениями, в том числе по южному Закавказью [Асанидзе и др., 1980; Wensink, 1979]. Об этом же свидетельствуют биогеографические данные по перми, в то время как подобные же данные по кембрию указывают на связи с Китаем (южным). Формационный ряд Иранской плиты включает карбонатную формацию среднего кембрия — низов ордовика, терригенную, в верхах терригенно-карбонатную среднего ордовика—силура, карбонатную венда — низов карбона, терригенную верхов нижнего карбона — низов перми и снова карбонатную перми — среднего триаса (рис. 54). Девон, подстилаемый красноцветами, и пермь регионально трансгрессивны, отражая каледонский и герцинский диастрофизм, и залегают на различных горизонтах более древних образований; пермь в Загросе — непосредственно на ордовике или нижнем силуре. Это относительно спокойное развитие прерывалось отдельными фазами растяжения, проявленными излияниями субщелочных лав от базальтов до трахиандезитов и дацитов. М. Берберян и Дж. Кинг намечают три таких фазы — вендско- (по нашей терминологии)-силурскую, раннневендско-каменноугольную и пермско-триасовую. На общем фоне более интенсивным погружением и магматизмом выделяются Сенендедж-Сирджанская (Хамаданская) зона на юго-западе и Найбандская (Шотори) по западному ограничению Лутской глыбы.

На севере Иранский массив граничил с позже консолидированным и более подвижным Закавказским массивом к западу от Каспийского моря и непосредственно с Палеотетисом — к востоку от него, в зоне современного сопряжения Аладаг—Биналуда (восточного Эльбурса) и Копетдага. С позднего палеозоя появляются признаки существования бассейна с океанской корой и на западе, между Иранским и Закавказским массивами [Adamia et al., 1981]. К ним относятся: 1) радиометрические

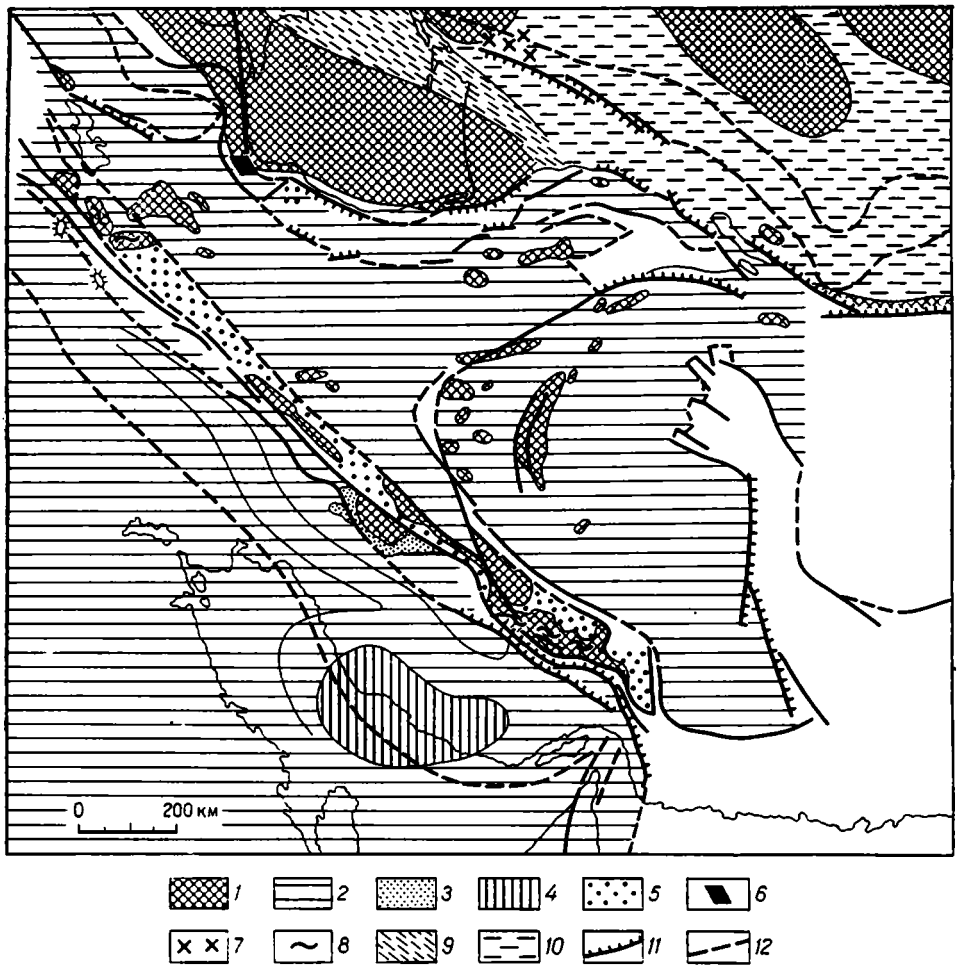


Рис. 54. Палеогеографическая карта Ирана пермского периода, около 260 млн. лет (по М. Берберяну и Дж. Кингу).

1 — горы, образованные в течение позднедокембрийского времени и позднепалеозойских (герцинских) орогенических движений, установленные как области размыва и неморского осадконакопления; *2* — трансгрессивные пермские базальные песчаники с преобладающими морскими карбонатами; *3* — прибрежные карбонаты с обломочными отложениями в Высоком Загросе; *4* — пачка Нар формации Далан в Загросе (более 75 м) эвапоритов (ангидритов и ангидритовых доломитов с оолитовыми доломитами); *5* — вулканогенно-осадочные отложения с континентальными покровами щелочных базальтов, диабазов и осадков флишевого типа Сенендедж-Сирджанского внутриконтинентального рифтового пояса вдоль южной и юго-западной окраин Центрального Ирана. Некоторая рассеянная вулканическая активность отмечена к юго-западу от Каспийского моря; *6* — обнажения предполагаемых позднепалеозойских офиолитов в Мешхеде, северо-восточный Иран, и Талыше, к юго-западу от Каспийского моря, предположительно указывающих на герцинскую коллизию в южном Копетдаге и южном Каспии; *7* — позднепалеозойские граниты в северо-восточном Иране; *8* — предположительно позднепалеозойские (герцинские) метаморфические породы; *9* — позднепермская и раннетриасовая миогеосинклиналь; *10* — позднепермский и раннетриасовый эпигеосинклинальный орогенный пояс; *11* — надвиги; *12* — прочие разломы. Основа — современная

датировки (K/Ar метод) габброидов (583±30, 320, 300 млн. лет) и плагиогранитов (300 млн. лет) из меланжа или олистостромов [Knipper, 1980], в которых, однако, имеются и обломки пород фундамента обрамляющих континентальных массивов; 2) направленная к северу в пределах Закавказского массива полярность гранитоидов, свидетельствующая о субдукции с юга.

В некотором противоречии с предположением о позднепалеозойском заложении главной офиолитовой зоны Малого Кавказа и Анатолии находятся появившиеся недавно факты, указывающие на возможность существования к северу от этой зоны более древней — пермо-триасовой зоны офиолитов—реликта бассейна с океанской корой замкнувшегося в древнекиммерийскую эпоху тангенциального тектогенеза [Sengör et al., 1980]. Этот офиолитовый шов подходит к советско-турецкой границе

в районе Артвина. В поисках его восточного продолжения на советской территории надо принять во внимание также недавно обнаруженное расхождение в палеомагнитных определениях юрских образований Дзирульского массива, с одной стороны, и Локского — с другой, заставляющее допустить существование между ними до поздней юры значительного пространства [Асанидзе, Печерский, 1979].

Если основываться на этих данных, продолжение древнекиммерийского шва Анатолии может быть намечено под более молодым чехлом непосредственно к северу от Сомхито-Кировабадской зоны Закавказского массива, который, таким образом, оказывается состоящим из двух самостоятельных глыб (микроплит). Далее к востоку этот шов должен следовать также под чехлом Куринской впадины к Иранскому Талышу, где известны офиолиты, и через Южный Каспий на соединение с офиолитами Вирани в северо-восточном Иране, на границе Копетдага с Аладаг—Биналудом. Не менее вероятно, впрочем, что Талышско-Мешхедский шов имеет позднегерцинский возраст, так как он сопровождается метаморфизмом девонско-каменноугольных отложений с возрастом 382±47 и 375±12 млн. лет и андезитовым вулканизмом (в нижнем карбоне и перми Талыша).

Если допустить, что осевая зона Палеотетиса проходила с раннего палеозоя и до карбона включительно вдоль современного южного склона Большого Кавказа, что подтверждается полярностью гранитоидов и метаморфитов Главного хребта [Adamia et al., 1981], а затем, в перми—триасе переместилась к югу от Дзирульского массива и, наконец, в конце триаса в Эрзинджан-Севанскую зону (см. ниже), это соответствовало бы общей тенденции миграции бассейнов с океанской корой в пределах современной Евразии на юг с последовательным причленением обломков Гондваны к ядру Евразийского континента.

В позднем палеозое, если не в среднем, начинается обособление Хамаданской зоны в тылу будущего Загроса. На это указывают не только повышенная магматическая активность зоны, но и проявление герцинского метаморфизма, а также возможность присутствия палеозойских офиолитов (А. Хушмандзаде). Все это делает вероятным среднепалеозойский (каледонский) рифтинг с раскрытием бассейна красноморского типа и его последующим закрытием в позднем палеозое, в герцинскую эпоху.

Киммерийско-альпийский геосинклинальный этап (поздний триас—эоцен). Поздний триас — критическая эпоха в развитии рассматриваемой области, отвечающая глобальной раннекиммерийской эпохе тектогенеза. В позднем триасе замкнулись океанские бассейны, существовавшие в области Малого Кавказа и Южного Каспия, Иранская микроплита отделилась от Гондваны (Арабо-Африканской плиты) и сомкнулась с Евразийской, что подтверждается палеомагнитными данными и общностью распространения рэт-лейасовой угленосной формации на Туранской плите, в Копетдаге, Эльбурсе и Центральном Иране. Раннекиммерийские деформации были наиболее интенсивными в Хамаданской зоне, где выразились в изоклинальной складчатости и кливаже и сопровождались региональным метаморфизмом типа Барроу до низов амфиболитовой фации. Среди метаморфизованных пород тектонических чешуй встречаются базиты и ультрабазиты. Метаморфические образования несогласно перекрыты неметаморфизованной юрой: вулканогенно-обломочной и флишевой. С этого времени юго-западное ограничение Центрально-Иранского массива превратилось в активную континентальную окраину андского типа с триасовой стратиформной интрузией (Сихоран) основного — ультраосновного состава, андезито-базальтовым и частично более кислым вулканизмом, гранитоидами позднетриасового, юрского, раннемелового возраста в вулкано-плутоническом поясе Урмия — Дохтар.

Эти события нашли некоторый отголосок и в самом Центральном Иране, в виде радиометрического омоложения и ретроградного мета-

морфизма пород его метаморфического фундамента, прогрессивного зеленосланцевого метаморфизма палеозойско-триасовых отложений в районе Сахенда на востоке и др. В самом конце триаса региональное сжатие сменилось здесь растяжением с излиянием щелочных базальтов, предшествующим накоплению угленосной формации рэт-лейаса.

К югу от Хамаданской зоны, в Загросе раннекиммерийский диастрофизм ослабевает, но тем не менее обнаруживается несогласное залегание лейаса с обломочными, частично угленосными образованиями в подошве, на среднем триасе, при региональном выпадении верхнего триаса. Загросская альпийская геосинклиналь, по существу, зарождается в это время с погружением пассивной окраины Аравийской плиты к северо-востоку вдоль продольных ступенчатых конседиментационных сбросов и накоплением карбонатной формации юры — миоцена мощностью до 14 км. В Высоком Загросе появляются настоящие пелагические осадки — радиоляриты, турбидиты, темные мергели, которые затем накапливаются там в течение всей юры и большей части мела. Аналогичным образом была заложена и Копетдагская геосинклиналь на северо-восточной окраине Центрально-Иранского массива [Berberian, King, 1981].

Тем же временем (самый конец триаса — начало юры), вероятно, датируется и новообразование или регенерация Североанатолийско-Малокавказской эвгеосинклинали. Начиная с байоса, расширение Малокавказского бассейна с океанской корой стало частично компенсироваться субдукцией под Закавказский микроконтинент с образованием краевого вулкано-плутонического пояса андского типа [Ломизе, 1983]. Одновременно со спредингом в центральной части бассейна происходило погружение и расчленение на поднятия и прогибы обеих его континентальных окраин. Начиная с поздней юры в пределах последних осадконакопление стало отставать от погружения, и отложения приобретают глубоководный характер (микрозернистые известняки, радиоляриты).

Остается открытым вопрос о юго-восточном продолжении Малокавказского океанского бассейна за Аракс, в пределы Ирана. Учитывая приуроченность Зангезурского офиолитового шва к границе Иранского и Закавказского массивов, он должен был бы протягиваться вдоль северных склонов Талыша и Эльбурса к границе Копетдага и Аладаг—Биналуда, т. е. к зоне, где известны (шарьированные с севера) офиолиты Вирани, несогласно перекрытые юрой и, следовательно, заведомо более древние. Другая возможность — искать продолжение этого шва к югу или посредине Эльбурса (вдоль Кандаванского разлома), предполагая его сочленение с офиолитовой зоной Сабзевара к северу от Лутской глыбы, но этому противоречит сходство Эльбурса, по крайней мере его южного склона, с Центральным Ираном, а также с Еревано-Ордубадской зоной южного Закавказья.

Так или иначе, приходится констатировать, что к юго-востоку от Аракса этот бассейн утрачивал свою роль главного бассейна Тетиса, и она переходила в пределах Ирана к внутренней зоне Загроса, возможно, через трансформный разлом вдоль нижнего Аракса и между озерами Ван и Урмия.

Иранский микроконтинент в средней и поздней юре был затоплен мелким и теплым морем с отложением карбонатной формации. В конце поздней юры, очевидно, в связи с усилением субдукции вдоль его юго-западной окраины, Центральный Иран испытал поднятие и осушение с накоплением лагунно-континентальных красноцветов; это поднятие распространилось на Аладаг — Биналуд и южный Копетдаг. Наиболее значительные позднекиммерийские деформации и метаморфизм наблюдались в пограничной с Загросом Хамаданской зоне, а интрузии гранитоидов — в смежном вулкано-плутоническом поясе. Но в самой Загросской геосинклинали погружения не прерывались.

Малокавказская геосинклиналь в конце юры и начале раннего мела продолжала испытывать расширение, а ее непосредственные окраины — углубление, в то время как Закавказский микроконтинент (островная дуга), подобно Иранскому, пережил позднекиммерийскую фазу поднятия и эмерсии, сопровождавшуюся вулканической деятельностью с явной полярностью к северу.

Во второй половине раннего мела оба микроконтинента, и Закавказский, и Иранский, были вновь покрыты теплым эпиконтинентальным морем с рудистово-орбитолиновыми биостромами.

В середине альба появляются первые признаки общего сжатия Малокавказской геосинклинали. О значительном сокращении этого бассейна говорит появление гальки с девонской фауной в базальных конгломератах альб-сеноманского флиша Севано-Акеринской зоны [Соколов, 1977]; галька эта могла быть снесена лишь с Мисхано-Зангезурского краевого поднятия Иранского массива. В самой флишевой толще, сменяющей в разрезе глубоководные известняки J_3—K_1, уже встречаются обломки офиолитов, что свидетельствует о появлении островов внутри океанского бассейна. Одновременно в этом бассейне еще продолжается вулканизм, типичный для океанских островов, а на более глубоких участках — отложение радиоляритов [Закариадзе и др., 1980].

В позднем альбе начинается вовлечение в прогибание Еревано-Ордубадской зоны, прогрессивно усиливающееся в сеномане, туроне и особенно раннем коньяке, когда и здесь осадки становятся флишоидными.

С конца сеномана — начала турона сжатие становится более энергичным и начинается образование шарьяжей, движущихся в противоположные стороны от оси бассейна. Размыв их фронтальных частей дает начало мощным олистостромам, накапливающимся поверх альб-сеноманского флиша в Севано-Акеринской зоне. Покровообразование достигает своего максимума в середине коньяка, когда олистостромовая толща, в свою очередь, перекрывается шарьяжами. Верхнеконьякские отложения начинают уже разрез неоавтохтона, запечатывающего покровную структуру. Отложению сенонских осадков, в основании грубообломочных, а выше (кампан — маастрихт) уже гемипелагических карбонатных (рис. 55), предшествовало местами в Севано-Акеринской зоне внедрение небольших интрузий гранитоидов [Керимов, Гасанов, 1972]. В палеоцене карбонатная формация замещается в Еревано-Ордубадской зоне и отчасти в Севано-Акеринской флишевой, что наряду с несогласиями в основании палеоцена и эоцена доказывает проявление ларамийского диастрофизма, имеющего, впрочем, на Малом Кавказе лишь второстепенное значение.

Реликтовый океанский бассейн существует в центральной части Малого Кавказа почти до конца эоцена. По обе его стороны функционируют зоны интенсивного поглощения океанской коры, порождающие мощный известково-щелочной вулканизм и плутонизм. На севере по северной периферии Севано-Акеринской зоны уже в конце эоцена произошло надвигание основной части Закавказского массива на эту зону по Мровдагскому и Карабахскому надвигам. По южную сторону от Амасийско-Зангезурского офиолитового шва, в отличие от северной стороны, магматизм и деформации продолжались до начала миоцена, включая формирование Мегри-Ордубадского батолита и движения вдоль Хуступ-Гиратахского разлома. В общем направление перемещений по Мровдагско-Карабахскому и Хуступ-Гиратахскому надвигам оказалось обратным по отношению к доверхнеконьякским шарьяжам — центростремительным, а не центробежным по отношению к центральному океанскому бассейну — и способствовало перекрытию реликтов его коры.

Аналогичная последовательность событий отмечается во внутренней зоне Загроса и в Омане. Началу закрытия океанского бассейна и обдукции океанской коры предшествовало нарастающее погружение внешней кромки шельфа с накоплением известковых аргиллитов в сеномане и кремнистых аргиллитов и радиоляритов в туроне—ран-

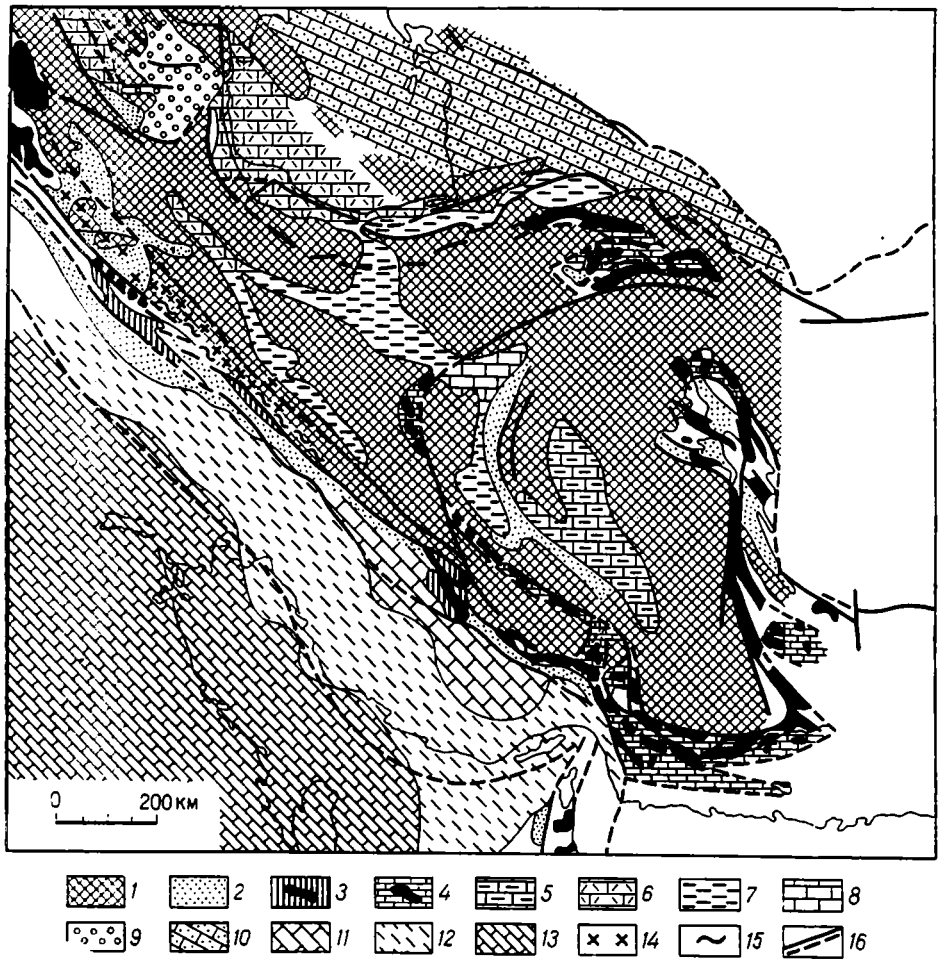


Рис. 55. Палеогеографическая карта Ирана в позднемеловую эпоху, около 65—70 млн лет (по М. Берберяну и Дж. Кингу).

1 — установленные горные области, образованные в предыдущие орогенические фазы. Области размыва и неморской седиментации; *2* — позднемеловые флишевые бассейны; *3* — позднесантонско-раннекампанский (80—75 млн. лет) офиолито-радиоляритовый пояс Высокого Загроса и Омана с выходами офиолитов; в основном состоит из сильно расчешуенных покровов глубоководных радиоляритов, глин, турбидитов и пиллоу-лав; *4* — послемаастрихтский—допалеоценовый (65 млн. лет) офиолитовый меланж Макрана и центрально-иранских узких поясов красноморского типа с маастрихтскими пелагическими розовыми известняками, радиоляритами, пиллоу-лавами и диабазами, содержащими многочисленные мелководные олистолиты (нижняя часть этой серии достигает фации глаукофановых сланцев); *5* — известняки и мергели; *6* — туфогенные вулканиты и алеврито-глинистые известняки (в основном выполняющие Малокавказскую эвгеосинклиналь); *7* — глины и мергели; *8* — известняки и мергели; *9* — верхнемеловой флиш с вулканитами; *10* — позднемаастрихтские мелководные карбонатные шельфовые отложения Копетдага и многеосинклинали Большого Кавказа; *11* — мелководные рифовые известняки с ангидритами; *12* — неритические до глубоководных мергели и глины; *13* — мелководные морские шельфовые карбонаты с подчиненными глинами; *14* — меловые интрузии гранитов и диоритов, обнаженные на поверхности; *15* — верхнемеловые метаморфические породы; *16* — тектонические разрывы

нем сантоне [Stoneley, 1981]. За этим последовало надвигание покровов: радиолярит-турбидитового, меланжевого с участием экзотических глыб неритовых известняков пермско-сеноманского возраста, выступающих ныне в виде отдельных вершин, и, наконец, собственно офиолитового покрова с метаморфитами в подошве. В тылу покровов, в Хамаданской зоне проявился зеленосланцевый метаморфизм. Основная фаза покровообразования закончилась к маастрихту, но коллизия между Аравийской и Иранской плитами продолжалась до миоцена включительно, судя по участию миоценовых осадков в составе меланжа. В северной части внутренней зоны Загроса в позднем маастрихте — палеоцене, у подножья покровного сооружения обособился флишевый прогиб.

Центральный Иран в позднем мелу пережил сначала фазу дробления с образованием рифтовых зон красноморского типа по периферии Лутской глыбы, ныне заполненных исключительно офиолитовым меланжем с участием обломков глубоководных известняков верхнетуронско-верхнемаастрихтского возраста и глаукофановых сланцев. Образование меланжа должно было произойти лишь после маастрихта, в раннем палеоцене, так как он запечатан мелководными известняками верхнего палеоцена — эоцена. К востоку от Лутской глыбы на поздний мел падает период наиболее активного развития Восточно-Иранской (Забол-Белуджинской, по Берберяну и Кингу) флишево-офиолитовой зоны. Накопление флиша с подводными вулканитами продолжалось здесь до палеоцена включительно, и лишь эоценовый флиш как в этой зоне, так и в Макране залегает несогласно; он прорван позднеэоценовыми гранодиоритами. Движения на рубеже мела и палеогена создали и прообраз современного Эльбурса, испытавшего новые деформации в конце эоцена.

В результате этих событий практически все пространства с океанской корой на площади области к концу эоцена были поглощены субдукцией, и континентальные плиты сомкнулись. Это в особенности касается Закавказья, Турана и Малого Кавказа, для которых палеомагнитные данные указывают на единство или близкое (в пределах точности измерений) расположение уже в позднемеловую эпоху.

Южный склон Эльбурса вместе с обширными пространствами Центрального Ирана, его северной окраиной в южном Закавказье (Еревано-Ордубадская зона) и центральным Малым Кавказом (Севано-Акеринская зона) были охвачены в эоцене мощным андезитовым вулканизмом, связанным, очевидно, с коллизией континентальных блоков, завершением поглощения океанской коры и началом субдукции коры «переходного типа», развитой по окраинам океанских бассейнов. Все это происходило на фоне утолщения коры и подъема изотерм, что вело к вовлечению в плавление сиалического материала, а в дальнейшем к смене известково-щелочного вулканизма субщелочным (шононитовым) и образованию гранитоидных и монцонит-сиенитовых плутонов (Мегри-Ордубадский батолит в южном Закавказье и его продолжение в Иранском Карадаге и др.), продолжавшемуся в олигоцене — раннем миоцене.

Деформация и плутонизм конца эоцена—олигоцена были почти всеобщими в данной области, включая большую часть Загросской геосинклинали (кроме ее осевой зоны) и даже Аравийскую плиту. Они примерно совпадают во времени с первой фазой раскрытия Красного моря и положили конец собственно геосинклинальному развитию Малого Кавказа и Ирана.

Позднеальпийский орогенный этап (олигоцен — квартер). В результате позднеэоценового—олигоценового диастрофизма были созданы основные черты структуры и рельефа Ирана и Малого Кавказа. Затем, в позднем олигоцене — раннем и среднем миоцене произошло некоторое снижение тектонической активности и выравнивание рельефа, способствовавшее трансгрессии моря как со стороны Персидского залива, так и Понто-Каспийского бассейна с их соединением в Центральном Иране и южном Закавказье (рис. 56) и отложением кум-асмарийских известняков и их аналогов (верхний олигоцен — нижний миоцен). В среднем миоцене известняки сменяются эвапоритами и континентальными красноцветами.

Новое оживление восходящих движений и деформаций падает на конец миоцена—начало плиоцена (5 млн. лет) и отвечает второй фазе раскрытия Красноморского бассейна и Аденского залива. В это время начинается общее смятие в складки Внешней зоны Загроса, продолжавшееся в течение всего плиоцена, а в Месопотамском прогибе — и в квартере. Миоценовые эвапориты и красноцветы сменяются здесь несогласно залегающими конгломератами Бахтиари, свидетельствующими о горном рельефе Загроса.

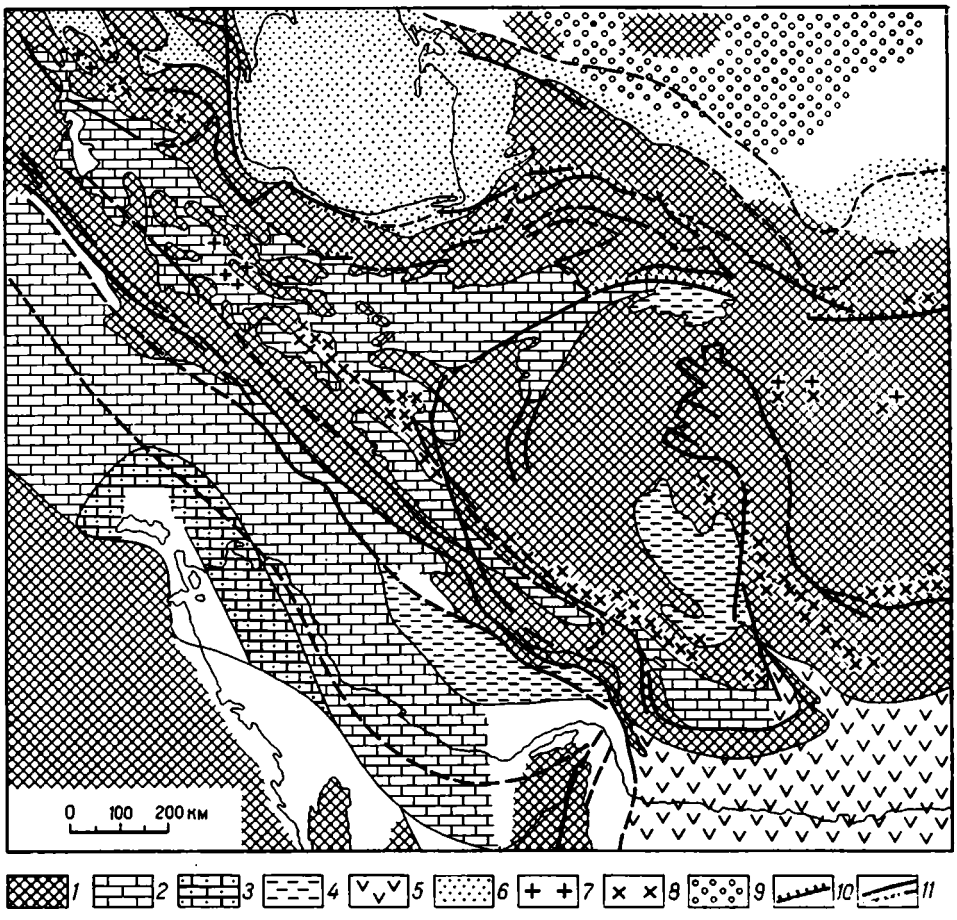


Рис. 56. Палеогеографическая карта Ирана в олигоцен-миоценовое время, после позднеэоценовых движений, около 30—15 млн. лет (по М. Берберяну и Дж. Кингу).

1 — горные районы, области размыва и неморской седиментации; *2* — олигоцен-миоценовые морские карбонаты — свита Кум в Центральном Иране и асмарийские зарифовые неритовые карбонатные фации в Загросе; *3* — песчаники, глины и зарифовые известняки в районе Персидского залива; *4* — континентальные красноцветы Центрального Ирана и красные песчанистые мергели с подчиненными алевритистыми известняками и песчаниками в Загросе; *5* — флишево-молассовые отложения; *6* — молассы (конгломераты, глины, туфо-песчаники) в северо-западном Иране и випдобонские мергели в районе Каспия; *7* — вулканиты на Малом Кавказе и в Северо-Западном и Центральном Иране (базальты, андезиты, дациты, туфы); *8* — кислые и основные интрузивные породы, обнаженные на поверхности (верхний эоцен — олигоцен в Заболе — Белуджистане, Центральном и Южном Афганистане и миоцен в Центральном Иране и Северном Афганистане), *9* — платформенный бассейн Туранской плиты; *10* — надвиги; *11* — прочие разломы

В позднем миоцене вновь значительно оживляется и вулканическая деятельность, особенно на Малом Кавказе, в Иранском Азербайджане и смежных районах восточной Анатолии. В течение плиоцена—плейстоцена здесь были воздвигнуты крупные стратовулканы (Арарат, Арагац, Нимруд, Тендурек, Сахенд, Савалан, Демавенд в Эльбурсе — 5670 м — высшая точка региона и др.). Наряду с этой северной полосой вулканов, магма которых эволюционировала от известково-щелочной к щелочной, аналогичная широтная вулканическая зона с крупными вулканами возникла на юге Лутской глыбы и в Белуджистане. Ее происхождение наиболее очевидно — оно связано с субдукцией океанской коры Оманского залива и Аравийского моря под побережье Макрана, продолжающейся и в современную эпоху. Группа вулканических центров и полей со щелочно-базальтовыми излияниями вдоль разломов, часто сдвигов, известна и в собственно Центральном Иране, главным образом в восточном обрамлении Лутской глыбы. Это типичный внутриплитный магматизм, закономерно сменяющий, однако, к северу субдукционный магматизм Белуджистанской дуги.

7. Некоторые выводы и проблемы

Из обзора тектонической истории Малого Кавказа и Ирана следует, что начиная с конца докембрия — начала палеозоя она определялась взаимодействием трех континентальных блоков — Аравийского, Иранского (Центрально-Иранского) и Закавказского, между которыми пролегали либо шовные зоны, либо рифтовые зоны, либо настоящие различной ширины океанские (т. е. с океанской корой) бассейны. Первый из этих блоков непосредственно принадлежит Гондване, но отделился от Африки в миоцене, второй был тесно связан с ней до середины триаса, третий — до позднего палеозоя. Общая тенденция развития заключалась в смещении тектонической (и вообще эндогенной) активности с севера на юг с последовательным раскрытием океанского типа бассейнов за счет отделения все новых блоков (микроконтинентов) от Гондваны и дальнейшем причленении их к Евразии. Такова, однако, лишь наиболее общая тенденция, а многие важные вехи этого процесса еще подлежат существенному уточнению. Нам не известно точное время заложения ни Малокавказского, ни Загросского океанских бассейнов, неясен вопрос о существовании самостоятельного пермо-триасового бассейна подобного типа в пределах Закавказья и Закаспия, достоверно не выявлено восточное продолжение Малокавказской офиолитовой зоны, не установлен точный возраст многих офиолитов, особенно в Иранском Талыше, в Хорасане, в Сенендедж-Хамаданской зоне и др.

Особую проблему составляет геодинамическая обстановка мощного эоцен-четвертичного магматизма, связь которого (за исключением Белуджистанской дуги) с субдукцией часто отрицается на том основании, что последняя завершилась поглощением всей океанской коры еще в позднемеловую эпоху. Как отмечалось, после этого могло продолжаться поглощение коры «переходного типа», т. е. утоненной и переработанной континентальной, и затем прямая коллизия континентальных блоков с общим утолщением коры. Выше приводились данные Р. Стонли о формировании субдукционного меланжа в Высоком Загросе вплоть до миоценовой эпохи. Определенную роль в контроле вулканизма должны были играть и движения по поперечным и продольным сдвигам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Малый Кавказ

Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиашвили Т. Н. Доальпийское развитие Кавказской активной палеоокраины — магматизм и метаморфизм. — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов. Тбилиси, 1980, с. 2—3.

Абовян С. Б. Положение офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской геосинклинали. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, т. 32, № 4, с. 40—52.

Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). — Геотектоника, 1979, № 1, с. 77—84.

Асанидзе Б. З., Печерский Д. М., Адамия Ш. А. Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа. — Изв. АН СССР, сер. Физ. Земли, 1980, № 9, с. 90—109.

Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Результаты палеомагнитных исследований юрских пород Грузии и Северного Кавказа. — Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1979, № 10, с. 77—92.

Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. — Докл. АН АрмССР, 1977а, т. 65, № 4, с. 222—226.

Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977б, т. XXX, № 4—5, с. 13—26.

Багдасарян Г. П. Основные этапы развития интрузивного магматизма территории Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, т. 30, № 4—5, с. 41—62.

Барсегян В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А. Новые данные по геологии Южного Зангезура. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, т. 25, № 4, с. 34—50.

Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кри-

сталлических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геология, 1973, № 8, с. 26—41.

Белов А. А., Сомин М. Л. Доальпийские комплексы Кавказа (стратиграфическая изученность и тектонические следствия). — В кн.: Тектоника территории СССР, М., Наука, 1979, с. 163—183.

Геология СССР. Т. XLII, Армянская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1970.

Геология СССР. Т. XLVII, Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1972.

Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. — Сов. геология, 1976, № 3, с. 127—133.

Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты). — II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докладов, 1980, с. 26—27.

Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклинория (Малый Кавказ). — Сов. геология, 1972, № 6, с. 70—78.

Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 2, 1965, с. 46—58.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 267, 1975. 208 с.

Ломизе М. Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). — Бюлл. МОИП. Отд. геол., т. 45, вып. 6, 1970а.

Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. — Изв. вузов. Сер. Геол. и разв., 1970б, № 11, с. 32—41.

Ломизе М. Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 3, с. 672—675.

Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., Недра, 1983.

Ломизе М. Г., Панов Д. И. Об аллохтонных офиолитах Севанской зоны (Малый Кавказ). — Бюлл. МОИП. Отд. геол., т. 49, вып. 5, 1974, с. 131—132.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

Рустамов М. И. Олистостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны. — Изв. АН АзербССР. Науки о Земли, 1979, № 5, с. 84—91.

Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. — Изд-во АН АрмССР, 1979.

Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., Наука, 1977.

Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М., Наука, 1978.

Bergougnan H. Relations entre les edifices Pontique et Taurique dans la NE de l'Anatolie. — Bull. Soc. Geol. Fr., 1975, ser. 7, t. 18, N 3, p. 675—686.

Knipper A. L. Tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. Ophiolites. Proceed. Int. Ophiol. Symp., Cyprus, 1979 (1980).

Sengor A. M. C., Yilmaz Y., Ketin I. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? Geol. Soc. Amer. Bull., 1980, p. 1, p. 599—609.

Иран

Сборщиков И. М. Глыба Лут (Восточный Иран) в системе структур альпийского пояса. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 941—944.

Фалкон Н. Л. Горы Загрос, Южный Иран. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, т. I. М., Мир, 1977, с. 248—263.

Штёклин Й. Возможные континентальные окраины Ирана. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. т. I. М., Мир, 1977, с. 264—284.

Adamia Sh. A., Chuhotua T., Kekelia M. et al. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. — J. Struct. Geol., 1981, v. 3, N 4, p. 437—447.

Adib D. Geology of the metamorphic complex at the south-western margin of the central lastern Iranian microplate (Neyriz area). — Neues Jahrb. Geol. u. Paläont., Abh., 1978, Bd 156, N 3, p. 393—409.

Alavi M. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. — Geology, 1980, v. 8, p. 144—149.

Berberian M., King G. C. P. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. — Can J. Earth Sci., 1981, v. 18, p. 210—260.

Braud I., Ricou L. E. Elements de continuite entre le Zagros et la Turquie du Sud-Est. — Bull. Soc. geol. Fr., 1975, ser. 7, N 6, p. 1015—1043.

Colman-Sadd S. P. Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran. Amer. As. Petr. — Geol. Bull., 1978, v. 62, N 6, p. 984—1003.

Delaloye M., Desmons J. Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. — Tectonophys., 1980, v. 68, p. 83—111.

Farhoudi G. A comparison of Zagros geology to island arcs. — J. Geol., 1978, v. 86, N 3, p. 323—334.

Geological Map of Iran, 1 : 1.000.000. Nation. Iranian Oil Co, Tehran, 1976—1978.
Oman ophiolite. — J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N BY, p. 2495—2782.
Pamic J., Sestini G., Adib D. Alpine magmatic and metamorphic processes and plate tectonics in the Zagros. Range, Iran. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, v. 90, p. 569—576.
Ricou L. E. Evolution structurale des Zagrides. La regionclef de Neyriz (Zagros Jranien). — Mem. Soc. geol. Fr., 1976, v. 124, p. 1—140.
Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran a review. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 1968, v. 52, p. 1229—1258.
Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran. In: Geology of Continental Margins. Springer, 1974, p. 382—441.
Stöcklin J. Structural correlations of the Alpine renges between Iran and Central Asia. — Mem. Soc. geol. Fr., 1977, v. 8, p. 333—354.
Stoneley R. The geology of the Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of the southern Tethys. — J. geol. Soc. Lond., 1981, v. 238, p. 509—526.
Tectonic Map of Iran at 1 : 2 500 000 (Stocklin, M. Navavi, compilers). Geol. Survey of Iran, 1973.
Wensink H. The inaplications of some paleomagnetic data from Iran to its structural history. — Geol. Mijnb., 1979, v. 58, p. 175—185.

Глава VI

АФГАНО-БЕЛУДЖИСТАНО-ПАМИРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

Мы переходим теперь к отрезку альпийского пояса, лежащему к востоку от зоны Урало-Оманского линеамента, охарактеризованного в работах Г. И. Амурского и А. В. Горячева (1976—1980 гг.). Это киммерийско-альпийские сооружения Центрального (Гиндукуш) и Южного Афганистана, юго-восточного Ирана (Макран) и Пакистана (Белуджистан, Хазара, Кохистан), а южнее центральный и юго-восточный Памир; восточным ограничением на севере служит Памиро-Каракорумский разлом (правый сдвиг), а далее граница, несколько смещаясь к западу, приурочивается к крутому Джелламскому синтаксису между Хазарой и Гималаями и сопровождающему его меридиональному разлому (рис. 57).

На севере рассматриваемая область по системе Главного Гиндукушского (Гератского) и продолжающих его более восточных разломов граничит с герцинидами Гиндукуша, Северного Памира и Куньлуня. На юге она сначала с запада ограничивается Оманским заливом и Аравийским морем, а далее к востоку полосой передовых прогибов отделяется от Индостанской платформы. Киммерийско-альпийские структуры, входящие в очерченную таким образом область, обладают на западе широтным простиранием, в средней части северо-восточным, а на востоке образуют выпуклую к северу крутую дугу. Ее восточный фланг составляют уже структуры смежной, Тибетско-Гималайской области (см. главу VII).

Двумя характерными особенностями данной области являются: во-первых, широкое развитие киммерид в ее северной части, во-вторых, значительные взаимные перемещения отдельных ее участков по крупным сдвигам. Итогом этих перемещений является резкое выдвижение к северу Памирской дуги, как бы подпираемой с юга более пологой Кохистанской и далее Хазара-Гималайской.

Наиболее четко выраженной складчатой геосинклинальной системой области является Белуджистанская (Сулейман-Киртарская) альпийская система, представленная хребтами северо-восточного простирания, поднимающимися до 4 км и более, и обрамляющая со своими передовыми прогибами Индостанскую платформу. Складчатая зона западного Белуджистана и Макрана с хребтами, достигающими 3,5 км, отделенная от основной части Белуджистанской системы Чаман-Мукурским сдвигом, соединяет эту систему с системой Загроса, от которой Макранская зона, в свою очередь, отделена Оманским сдвигом. Таким образом, Белуджистанская система принадлежит к той же основной южной ветви альпийского пояса, что и Загриды, Тавриды, Эллиниды и Динариды. Но на востоке Белуджистанская система не находит прямого продолжения через Кохистан и Хазару в Гималаи, ограничиваясь меридиональным сдвигом Сароби.

В тылу Белуджистанской системы располагается Центрально-Афганский массив с докембрийским метаморфическим фундаментом. Он занимает южные отроги западного Гиндукуша — так называемый Хазарджат, а его юго-восточная часть вместе с соответствующими частями прилегающих складчатых зон погребена под крупной наложенной Сейстанской молассовой впадиной. Эта впадина, занимающая пространство между отрогами Гиндукуша и хребтами Бе-

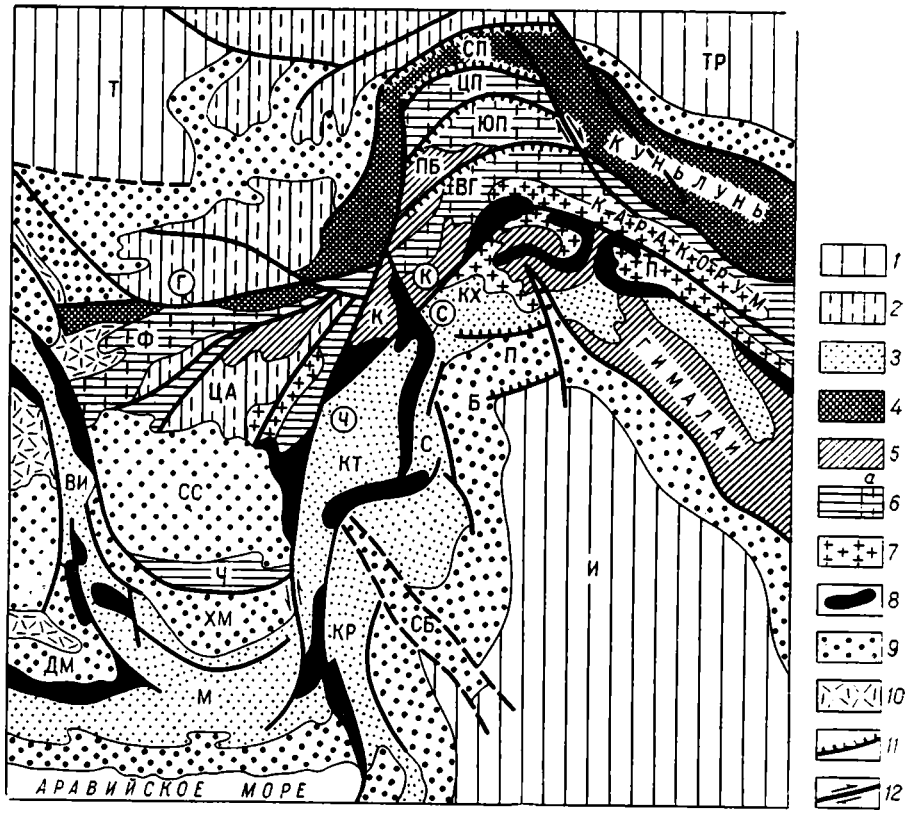


Рис. 57. Тектоническая схема Афгано-Белуджистано-Памирской складчатой области (по Тектонической карте Мира масштаба 1 : 15 000 000).

1 — платформы: Т — Туранская, И — Индостанская, ТР — Таримская; *2* — участки Туранской платформы, вовлеченные в новейшее горообразование, и Центрально-Афганский срединный массив (ЦА); *3* — внешние, известняковые и флишевые зоны альпийского пояса: М — Макран, КР — Киртар, С — Сулейман, КТ — Катавазский тыльный прогиб, ВИ — Восточно-Иранский прогиб; *4* — герциниды Бадахшана, Северного Памира и Куньлуня; *5—6* — внутренние зоны киммерийско-альпийского пояса: *5* — с преобладанием метаморфитов (ПБ — Памиро-Бадахшанский массив), *6* — то же, мезозойско-палеогеновых осадочных и вулканических образований (*а* — с основными киммерийскими деформациями — Ф — Фарахруд, ЦП — Центральный Памир, ЮП — Южный Памир, ВГ — Восточный Гиндукуш, Т — Тарнакская зона); *7* — мел-палеогеновые вулкано-плутонические пояса (Ч — Чагай, КХ — Кохистан, Л — Ладах); *8* — офиолиты (контуры преувеличены); *9* — молассы передовых и межгорных прогибов (ДМ — Мурианская впадина, ХМ — впадина Хамун-и-Машкел, СС — Сейстанская впадина, СБ — грабен-прогиб Сиби, Б — грабен-прогиб Банну, П — Потварский передовой прогиб); *10* — неогеново-четвертичные вулканиты; *11* — надвиги; *12* — сдвиги; разломы (буквы в кружках): Г — Главный Гиндукушский, Ч — Чаманский, С — Сароби, К — Кунар

луджистана — Макрана, лежит на высоте 800—1000 м; ее западная часть представляет собой каменистую пустыню Дашти-Марго, а восточная — песчаную пустыню Регистан. С обеих сторон Центрально-Афганский массив окаймлен офиолитовыми швами, а с юго-востока, кроме того, вулканической дугой. С северо-запада по офиолитовому шву Панджао (Шахрудскому) массив граничит с Фарахрудской позднекиммерийской складчатой зоной, на западе смыкающейся под углом вдоль Урало-Оманского линеамента с более молодыми Восточно-Иранской (Забол-Белуджской) и Сабзеварской флишево-офиолитовыми зонами Ирана. Фарахрудская зона на севере примыкает к Главному Гиндукушскому разлому через полосу очень сложного чешуйчато-надвигового строения.

Северо-восточным продолжением Центрально-Афганского массива, отделенным разрывами, служат Кабульский блок и Памиро(Бадахшано)-Нуристанский массив (на Памире — массив юго-западного Памира). Аналогом же Фарахрудской зоны является, очевидно, зона Центрального Памира с продолжением в юго-восточный Памир и Каракорум, его северо-восточную зону. Осевая же зона Каракорумской складчатой системы продолжа-

ется на запад в Восточный Гиндукуш, окаймляя с юга Памиро-Нуристанский массив и обрываясь далее разломом Сароби и так называемым Главным мантийным надвигом (см. ниже). К югу от Каракорума — Восточного Гиндукуша за Главным Каракорумским надвигом, сопровождаемым офиолитами, простирается Хиндураджский массив с наложенным на него вулкано-плутоническим поясом Кохистана, а еще южнее, за новым надвигом — зона Хазары — северо-западное окончание Гималаев.

Геологическая изученность области очень неравномерна. Наибольшая она — по Памиру, по которому после первой крупной обобщающей работы Б. П. Бархатова «Тектоника Памира» (1963 г.), статей Н. Г. Власова, В. И. Дронова и др. в томе «Геологии СССР», рассматривавших Памир с фиксистских позиций, были опубликованы монографии С. В. Руженцева (1968, 1971 гг.) и В. А. Швольмана (1977 г.) мобилистского направления. Сторонники фиксистской трактовки структуры Памира не сложили, однако, оружия, о чем свидетельствуют последующие публикации М. М. Кухтикова и Г. П. Винниченко (1979 г.).

Афганистан, еще сравнительно недавно остававшийся белым пятном на геологических картах, в последние 10—15 лет подвергся исследованиям советских, французских и западногерманских геологов, в итоге которых изданы капитальные сводки [Геология... 1980; Wolfart, Wittekindt, 1980; Славин, 1970] и значительное число журнальных статей, дающих уже довольно полную характеристику геологии этой страны.

Заметно продвинулось вперед в последние годы и геологическое изучение части области, относящейся к Пакистану. Этому способствовали исследования канадских геологов по плану Коломбо [Reconnaissance Geology..., 1961], советских геологов [Воскресенский и др., 1971], а также геологов других европейских стран и самих пакистанцев [Geodynamics of Pakistan, 1979]. При этом относительно лучше изученной оказалась Белуджистанская система, прекрасно обнаженная и великолепно выраженная, со всеми своими складками и разломами на космоснимках. Значительно хуже изучены горные районы северо-восточного Пакистана и в особенности труднодоступные районы Кашмира. Проведено общее тектоническое районирование области в увязке с тектонической зональностью Ирана и Тибета — Гималаев [Stöcklin, 1977] и обрамлением Индостанской платформы [Gansser, 1980].

2. Белуджистанская складчатая геосинклинальная система и Центральный Афганистан

Рассматриваемый сегмент альпийского пояса лежит в основном в пределах Афганистана и Пакистана, а небольшой его участок в юго-восточном Иране. С запада его ограничивают меридиональные разломы системы Урало-Оманского линеамента, с севера — Главный Гиндукушский разлом и поперечный разлом Сароби в общем северо-западного простирания, отделяющий мегантиклинорий Сулеймановых гор от окончаний Гималаев — складчатого сооружения Кохистана и Хазары. На востоке и юго-востоке полосы позднеальпийских передовых прогибов он отделяет Белуджистанскую складчатую систему длиной более 2000 км, состоящую из Сулеймановa и Киртарского мегантиклинориев, от склона Индостанской платформы. На юге западная, Макранская ветвь этой системы ограничена океанской плитой Оманского залива, но на п-ове Оман выступают тектонические покровы, принадлежащие альпийскому поясу и отделенные Оманским заливом от основной его части (см. главу V). На северо-западе сегмента, в тылу Белуджистанско-Макранской складчатой системы, простирается Катавазский тыльный флишево-молассовый прогиб, а в его тылу, в свою очередь, располагается гетерогенная область Центрального Афганистана, состоящая из нескольких разнотипных зон северо-восточного простирания, на юге перекрытая молодой наложенной впадиной Сейстана.

В целом сегмент обнаруживает весьма характерный структурный рисунок. На юге вырисовывается пологая дуга, выгнутая в направлении Оманского залива и как бы вписанная в промежуток между направленными к северу выступами гондванских континентов — Аравийского и Индостанского. В сторону Индостанской платформы сегмент обращен восточновергентной Сулейман-Киртарской (Белуджистанской) складчатой системой, наиболее примечательной особенностью которой является фестонообразное сочленение Киртарского и Сулейманова отрезков через обращенную к югу дугу Мари-Бугти на юго-западном погружении сооружения Сулеймановых гор с острым углом в районе Кветты. Этот «угол Кветты» обычно связывают с Саккарским погребенным выступом фундамента Индостанской платформы. Выступ ограничивается на северо-востоке правым сдвигом северо-западного простирания; вдоль этого разлома возник молассовый грабен-прогиб Сиби (см. ниже). Сходным образом выглядит сочленение Сулейманова мегантиклинория (термин этот относится к новейшей структуре) с сооружением Хазары. Это сочленение находится против другого выступа фундамента Индостанской платформы — Саргодийского. Оно также сопровождается северо-западными сдвигами, отчетливо выраженными в смещениях заиндской части Соляного кряжа и прекрасно видными на космоснимках. Восточный из этих разломов — разлом Сароби служит генеральной границей между Белуджистанской системой и сооружением Кохистана и Хазары. Между разломами расположен грабен-прогиб Банну — аналог Сиби. На юге, на широте Карачи Киртарское сооружение, по крайней мере его внешняя зона, обрезано системой широтных разрывов, простирающихся сюда со стороны п-ова Кач — Индостана. Что же касается Внутренней зоны, то ее морским продолжением обычно считается подводный хребет Меррей в Аравийском море. Однако этот хребет скорее связан с продолжением Чаман-Мукурской системы разломов.

К западу от Чаманской системы разломов происходит изменение простирания тектонических зон на юго-западное вместо юго-юго-западного или даже меридионального в Сулейман-Киртаре. Зоны Центрального Афганистана под острым углом срезаются на севере правосдвиговой системой Главного Гиндукушского разлома, на востоке — левосдвиговой системой Чаман-Мукурского разлома, на западе почти под прямым углом упираются в Урало-Оманскую зону разломов, в общем правосдвиговую. Смещениями по Урало-Оманской и Чаманской зонам разломов и определяется выпуклый к югу изгиб альпийского пояса в данном сегменте.

Предсулейман-Киртарская система передовых прогибов. Покровно-складчатые сооружения Сулеймановых гор и хр. Киртар оформились к началу олигоцена, и с этого времени по их восточной периферии, на прежней западной пассивной окраине Индостанской платформы возникла система передовых прогибов, состоящая из трех звеньев — Карачинского прогиба на юге север-северо-восточного простирания, уходящего в Аравийское море; Предкиртарского прогиба меридионального простирания, на севере вклинивающегося в сочленение между мегантиклинориями Сулеймановых гор и хр. Киртар; Предсулейманова прогиба, смещенного относительно Предкиртарского к востоку и кулисообразно заходящего к югу за северный конец первого.

Все три прогиба выполнены олигоцен-неогеновой молассой, но в се разрезе наблюдаются определенные отличия. Нижняя, тонкая морская олигоцен-миоценовая моласса — наиболее мощная — до 3,5 км в южном, Карачинском прогибе, своим западным крылом наложена на южное погружение Киртарского сооружения. Ее мощность уменьшается вдвое в Предкиртарском прогибе, а отложения приобретают характер литоральных. В Предсулеймановом прогибе мощность этого интервала разреза составляет первые сотни метров, олигоцен представлен лагунными,

нижний миоцен — континентальными осадками, в основном кварцевыми песчаниками. На рубеже раннего и среднего миоцена наблюдается перерыв, сопровождаемый местными несогласиями, а со среднего миоцена начинается накопление верхней, континентальной и в основном грубообломочной молассы, наиболее мощной на севере Предкиртарского прогиба —5 км к юго-востоку от Кветты; в Предсулеймановом прогибе ее мощность 2,5 км, в Карачинском 1 км.

На границе плиоцена и плейстоцена внутренние зоны прогибов и промежуточные между ними участки вовлекаются в складчато-разрывные деформации восточной вергентности. Надвиги ниже молассы, вероятно, сливаются в единую поверхность смещения. Таким образом, прогибы приобретают характерную для подобных структур асимметрию — деформированный внутренний и пологий внешний борты. При этом наиболее сложно построена северная часть Предкиртарского прогиба— прогиб Сиби, зажатая между Киртарским и Сулеймановым мегантиклинориями.

Внешняя зона Белуджистанской системы. Разрез этой зоны включает отложения от верхнепермских (более древние слои не обнаружены) до палеогеновых (рис. 58), образующие непрерывную последовательность мощностью от 5 до 9 км миогеосинклинальных осадков внешней части континентальной окраины. Верхняя пермь сложена мелководными терригенно-карбонатными породами. Триас и юра в наиболее западной полосе, совпадающей с западной приосевой зоной современных горных сооружений, представлены мощной глинисто-сланцевой с прослоями песчаников и известняков формацией, отвечающей отложениям континентального склона и подножия. Восточнее, на границе с шельфом в юре протягивалась полоса барьерных рифов, а в области внешнего шельфа накапливались существенно карбонатные образования, на внутреннем шельфе замещаемые песчано-глинистыми осадками. Перед титоном проявляется перерыв, после которого возобновилось накопление пелагической глинисто-карбонатной формации, переходящей в сторону платформы в более терригенные неритовые осадки с прослоями и пачками органогенных известняков. С позднемеловой эпохи отчетливо проявляется существование относительного поднятия в районе Кветта—Сиби, разделявшего Киртарский и Сулейманов прогибы.

В раннем палеоцене произошло надвигание с запада Внутренней зоны с ее офиолитами на Внешнюю зону (рис. 59). Однако в самой Внешней зоне это событие отразилось лишь перерывом в накоплении осадков, за которым в приосевой части зоны возобновилось отложение относительно глубоководных глин и глинистых известняков. В эоцене начинается общая регрессия моря — вдоль новообразованных (в ларамийскую эпоху) поднятий Киртара и Сулеймановых гор накапливаются грубообломочные породы, далее к востоку появляются лагунные угленосные или эвапоритовые фации. В позднем эоцене вся Внешняя зона осушается; накопление глинисто-карбонатных осадков продолжается лишь в полосе будущих передовых прогибов.

Решающие деформации, определившие современный структурный облик Внешней зоны, произошли лишь много позже — на границе плиоцена и квартера. В этом отношении, как и в характере разреза проявляется большое сходство с Внешней зоной Загроса. По аналогии с последней можно подозревать (Й. Штёклин), что складчатый чехол Внешней зоны Белуджистанской системы сорван с фундамента по соленосной толще венда, обнаженной по соседству в Соляном кряже. Современная структура Внешней зоны характеризуется неравномерной дислоцированностью слоев. На одних участках господствует изоклинально-чешуйчатый стиль, особенно в сланцевой формации триаса — юры, но местами также в пределах развития меловых отложений. Близ границы с Внутренней зоной, по А. Г. Казми, наблюдаются пологие надвиги и даже шарьяжи [Geodynamics of Pakistan, 1979], а на других участках — значительно более пологие дислокации, вплоть до почти горизонтального

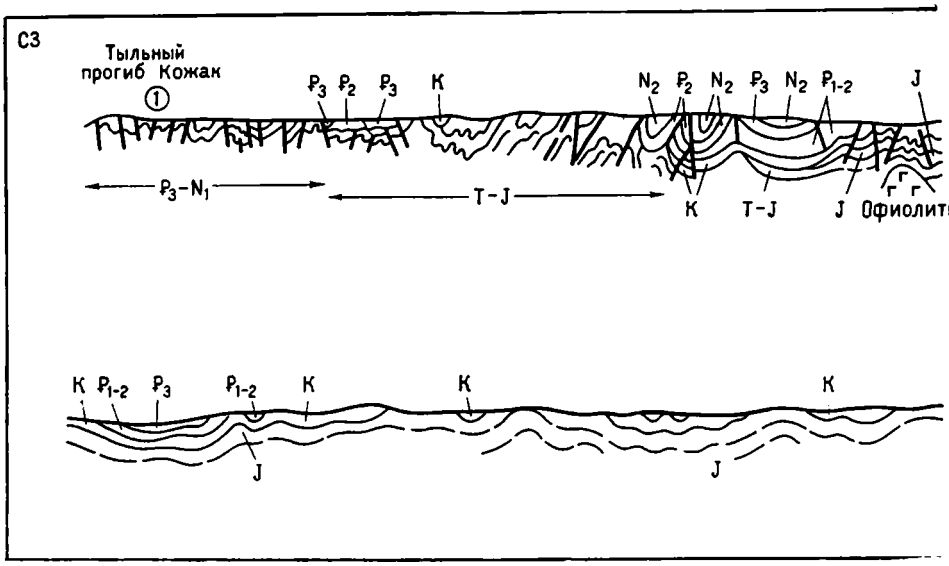


Рис. 58. Геологический профиль через Белуджистанскую складчатую систему в районе мегантиклинория Киртар [Geological reconnaissance..., 1961].

1 — тыльный прогиб Кожак; *2* — передовой прогиб

залегания слоев, а разрывы становятся субвертикальными. В полосе сочленения с передовыми прогибами распространены крупные сундучные складки, ограниченные взбросами.

Внутренняя зона Белуджистанской системы. Граница Внешней и Внутренней зон совпадает с надвигом (шарьяжем) офиолитового комплекса, наиболее характерного для последней, на почти амагматичные образования первой (почти, поскольку близ этого надвига отмечается присутствие долеритовых силлов в юрских и меловых известняках и андезито-базальтовых вулканитов в кампане). Офиолитовый пояс на поверхности является прерывистым — его северный отрезок расположен у Хоста в Афганистане, на западном склоне Сулеймановых гор, центральный — северо-восточнее г. Кветты в Пакистане и наиболее протяженный южный вдоль западного склона Киртарского хребта к северу от гор. Карачи там же. Микротектонические наблюдения в первом районе подтверждают, что офиолитовые покровы перемещались к юго-востоку [Cassaigneau, 1979]. Амплитуда перемещения в Киртаре оценена А. Гансером в 30—50 км; это, очевидно, минимальная величина. Время образования офиолитовых покровов однозначно определено Ф. Аллеманом близ г. Кветты как послемаастрихтское — предраннеэоценовое

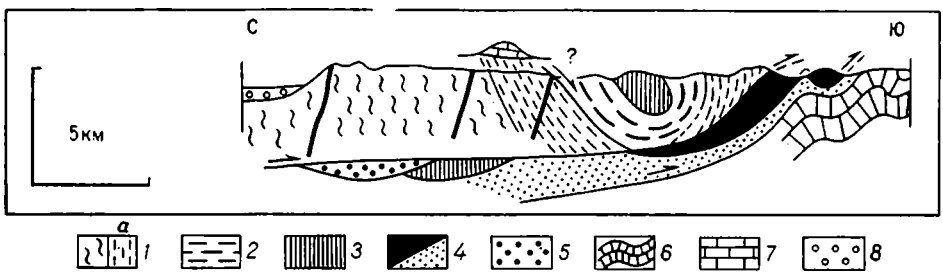
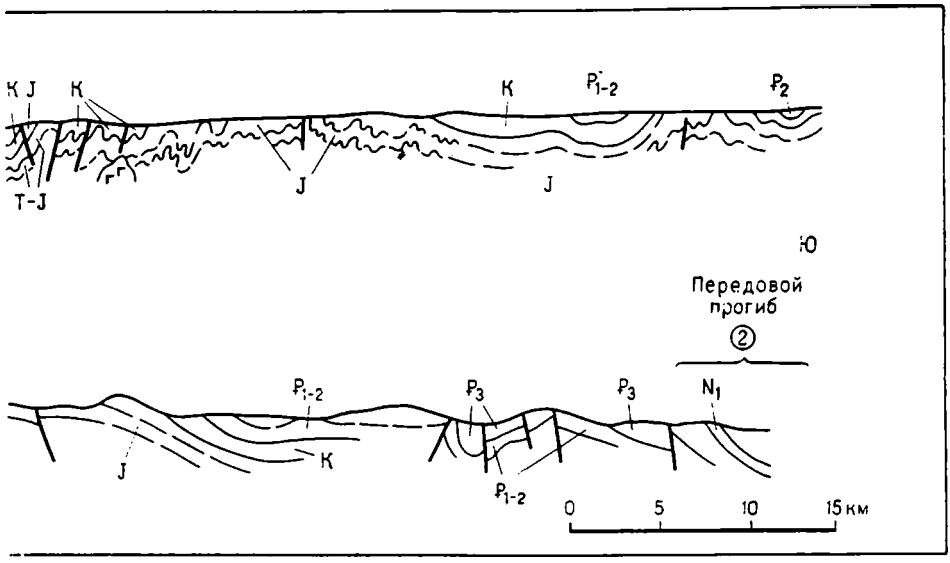


Рис. 59. Схематический профиль через офиолиты Муслимбага (по З. А. Ахмаду и С. Г. Аббасу).

1 — ультрамафиты (*а* — тектониты); *2* — кумулятные габбро; *3* — параллельные дайки; *4* — меланж; *5* — гранатовые амфиболиты; *6* — юрские и меловые известняки, *7* — эоценовые известняки; *8* — аллювий



[Geodynamics of Pakistan, 1979]; им предшествовало появление олистолитов и олистостромов в маастрихте в районе Гардеза (Афганистан). Возраст офиолитов (океанского типа) определяется как триасовый, поскольку в известняках их кровли обнаружены водоросли и микрофауна соответствующего возраста [Mattauer at al., 1978]. Офиолитовый комплекс содержит практически все компоненты—перидотиты, кумуляты полосчатого комплекса (дуниты — пироксениты — габбро или иногда анортозиты), те и другие хромитоносны, комплекс пластинчатых даек с прожилками трондьемитов, диабазы и пиллоу-базальты, радиоляриты и пелагические известняки. В окрестностях Кветты (Муслим Баг) тектонизированные ультрамафиты, включая принадлежащие кумулятивному комплексу, прорваны долеритовыми дайками, отличными от пластинчатых даек. В подошве офиолитовых покровов развит меланж и встречаются пластины гранатовых амфиболитов и зеленых сланцев (см. рис. 59). В меланже встречены красные граниты, характерные для фундамента Индостанской платформы и различные шельфовые известняки, начиная с пермских. Надофиолитовый разрез Внутренней зоны состоит в основном из пелагических известняков юрского и мелового возраста с прослоями радиоляритов, известковистых сланцев, покровами диабазов и их туфами; радиоляриты и вулканиты прослеживаются вверх, по Ф. Аллеману, вплоть до сеномана. Выше нижнего кампана пелагические известняки сменяются мелководно-прибрежными.

В современной структуре вся последовательность отложений оказывается расчлененной на покровные пластины и обычно залегает в обратном порядке — перидотиты и габбро вверху, пиллоу-лавы и радиоляриты ниже, пелагические известняки еще ниже. Трансгрессивно на офиолитах и стратиграфически перекрывающих (или тектонически подстилающих) их отложениях залегают палеогеновые образования, от низов эоцена до олигоцена, мелководные, местами рифогенные, или карбонатно-флишевые, с турбидитами. Западнее палеогеновый флиш получает сплошное развитие, слагая Катавазский тыльный флишевый прогиб.

Катавазский тыльный прогиб. Этот прогиб представляет собой в новейшей структуре синклинорий, сопряженный с расположенным восточнее Сулейман-Киртарским антиклинорием (мегантиклинорием). С запада он ограничен Чаман-Мукурским сдвигом, на севере клинообразно заканчивается между северо-восточной ветвью этого разлома, отделяющей Катавазский прогиб от Кабульского блока (см. ниже), и разломом Сароби — восточным ограничением Кабульского блока и юго-запад-

ным — системы Хазары. На юге Катавазский прогиб также заканчивается острым клином между Чаманским разломом и кулисообразно подставляющим его с востока разломом Орчан-Нал. Наибольшей ширины — около 200 км — он достигает против вершины дуги Сулейманова антиклинория, а общая длина его порядка 600 км.

Катавазский прогиб сложен в основном мощной (около 6 км) толщей палеогенового флиша, в нижней части (палеоцен — нижний эоцен) тонкого, в верхней (очевидно, переход к молассе) — грубого. Основание этого флиша составляет, видимо, карбонатная серия мезозоя — верхнего палеозоя, под которой можно подозревать присутствие более древнего палеозоя и докембрийских метаморфитов, по аналогии с Кабульским блоком[1]. На северо-западную часть Катавазского синклинория несогласно наложена Лара-Гардезская впадина, выполненная верхнеолигоценовой — четвертичной грубой континентальной молассой мощностью около 2 км.

Палеогеновый флишевый комплекс, составляющий основное выполнение Катавазского прогиба, смят дисгармонично. Его нижняя часть, сложенная более тонкозернистыми породами, смята в мелкие узкие складки; в верхней части развиты широкие синклинали, разделенные узкими гребневидными антиклиналями. Складчатость имеет, очевидно, олигоценовый возраст.

Кабульский блок расположен к северо-западу от Кавказского прогиба. Блок имеет форму клина, вершиной упирающегося в Главный Гиндукушский разлом и с северо-запада ограниченного Пагман-Мукурским разломом, с востока и юго-востока отделенного от Катавазского прогиба Альтимурским разломом — северо-восточным ответвлением Чаман-Мукурского. Альтимурский разлом сопровождается широкой полосой офиолитового меланжа [Сборщиков, Сонин, 1977]. В пределах Кабульского блока и, в частности, в окрестностях Кабула широко обнажается докембрийский кристаллический фундамент. Его нижняя часть сложена гнейсами, гранатово-слюдяными сланцами и амфиболитами с прослоями мраморов и кварцитов; породы метаморфизованы в альмандин-амфиболитовой фации, но в последнее время здесь установлены также породы гранулитовой фации метаморфизма, что позволяет предполагать присутствие архейских образований (С. С. Карапетов). Радиометрические датировки по биотиту дали возраст в 938 и 644 млн. лет, что, очевидно, отвечает наложенным процессам. Указанные породы слагают ядра гнейсовых куполов. Несогласно на этот, вероятно архейский, комплекс налегает слабее метаморфизованный комплекс, скорее всего нижнепротерозойский. В его основании прослеживается мощная толща метаконгломератов и кварцитов. С востока и юго-востока древнее ядро Кабульского блока окаймляет Айнакская зона, сложенная байкальским комплексом с большим участием основных вулканитов и в видимом основании габбро-ндов и диабазов, метаморфизованных в глаукофановой (!) фации [Чернов, Феногенов, 1980]. Резкое несогласие отделяет этот байкальский комплекс от образующей чехол блока мощной (до 2 км) карбонатной формации позднепермско-триасово-юрского возраста (серия Хингил). Ее перекрывает меловая терригенно-вулканогенная формация. Обе они залегают довольно полого, но на них с востока надвинуты офиолитовые покровы, из которых самым крупным является синформный Логарский покров к югу от Кабула, сложенный в основном хромитоносными перидотитами[2]. На юго-западе покров запечатан трансгрессивной

---

[1] В районе Хоста указываются выходы древнего кристаллиникума, но их близость к офиолитам позволяет сомневаться в коренном залегании.

[2] А. Н. Феногенов и В. Г. Чернов описали на контакте перидотитов с окружающими породами гранатовые амфиболиты, рассматривая их как контактные изменения при магматическом внедрении ультрабазитов. Более вероятно, что эти породы представляют собой обычное проявление динамотермального метаморфизма в подошве офиолитовых покровов, если не отторженцы докембрийского субстрата в меланже. Критика взглядов А. Н. Феногенова и В. Г. Чернова дана Э. Н. Невретдиновым (1981 г.).

толщей нижнепалеогеновых конгломератов, песчаников и аргиллитов, являющихся, очевидно, краевой фацией катавазского палеогена. Значительную площадь в пределах Кабульского блока занимает залегающая резко несогласно неоген-четвертичная континентальная моласса.

Чаманская система разломов. Чаман-Мукурский разлом и его северное продолжение — Пагманский разлом составляют общее западное ограничение Кабульского блока и Катавазского прогиба; на юге Чаманский разлом кулисообразно подставляется разломом Орчан-Нал. Эта прямолинейная система разломов север-северо-восточного простирания длиной более 1000 км, исключительно четко выраженная на космических снимках, рассматривается рядом исследователей как современное западное ограничение Индостанской плиты, поскольку весьма вероятно, что сиалический фундамент последней подстилает не только внешнюю, но отчасти и внутреннюю зоны Сулейман-Киртара, а офиолиты и надфиолитовые глубоководные образования залегают в аллохтоне (допалеогеновом). Однако исходя из схемы И. М. Сборщикова и И. И. Сонина (1981 г.) Кабульский блок правильнее, видимо, считать отторженцем Центрально-Афганского массива, а границу последнего с Индостанским континентальным блоком проводить по Таранакско-Альтимурскому офиолитовому шву, который, очевидно, древнее Чаман-Мукурской сдвиговой зоны.

Чаманская система разломов является левосдвиговой; минимальная амплитуда смещения по Чаманскому разлому оценивается в 200 км с эоцена (или середины олигоцена [Geodynamics of Pakistan, 1979] и в 50 км за последние 2 млн. лет по смещению вулканитов Дашт-и-Навара [Beun et al., 1978). Чаманская система весьма правдоподобно рассматривается Р. Д. Лоуренсом и П. С. Йетсом как составляющая динамопару с широтным поддвигом вдоль подводного склона Макрана (см. ниже). Предполагается, что по мере разрастания аккреционной призмы Макрана этот поддвиг мигрировал к югу, а вместе с ним разрасталась в этом же направлении и Чаманская система разломов.

Тарнакская зона. Эта зона на юге сопровождает с запада Чаман-Мукурский разлом полосой, расширяющейся к югу до 100 км в направлении Сейстанской впадины, под которой скрывается ее продолжение. Им является, вероятно, Чагайское вулкано-плутоническое поднятие на юге впадины (см. ниже). Севернее Газни продолжением Тарнакской зоны служит Альтимурский офиолитовый шов — юго-восточное и восточное ограничение Кабульского блока.

Наиболее примечательным элементом строения зоны является офиолитовая формация, особенно широко представленная в составе серпентинитового меланжа, нередко «цветного». Возраст ее определяется как верхнетриасовый по находке норийских кораллов в прослоях известняков среди диабазов восточнее Кабула [Сборщиков, Сонин, 1977]. Спилит-диабазовая, в верхах песчано-кремнистая формация, указываемая В. И. Славиным, надстраивает ее, вероятно, кверху.

Нижнемеловые отложения имеют в Тарнакской зоне вулканогенно-обломочный состав с прослоями известняков и покровами андезитов и андезито-базальтов. Основные деформации произошли в середине мела, отличаясь высокой интенсивностью. В районе Кандагара уже за пределами собственно Тарнакской зоны офиолитовый и надофиолитовый комплексы надвинуты к северу и северо-западу в процессе обдукции на образования Центрально-Афганского срединного массива. Верхний мел залегает резко несогласно и представлен маломощными и мелководными терригенно-карбонатными отложениями. Палеогеновые отложения, также небольшой мощности, развиты в Тарнакской зоне лишь вблизи Чаманского разлома, где в них известны рифовые известняки, а неогеново-нижнечетвертичные впадины носят, как и везде в регионе, наложенный характер.

Центрально-Афганский (Гильменд-Аргандабский) срединный массив представляет собой крупную глыбу древней, докембрийской конти-

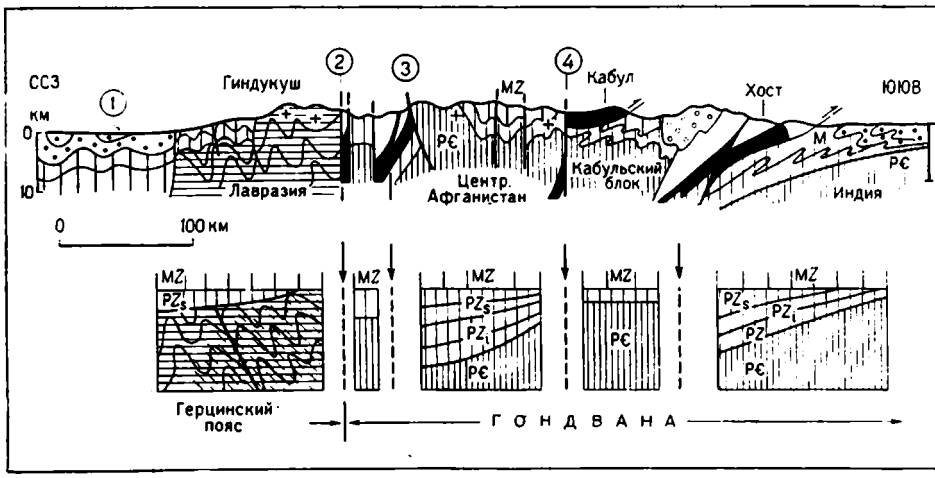


Рис. 60. Упрощенный профиль через Восточный Афганистан (по П. Таппонье, Маттауеру и др.).

Цифры в кружках: *1* — Таджикская впадина, *2* — Гератский разлом, *3* — разлом Панджао, *4* — Чаманский разлом

Блоки, принадлежавшие Гондване, характеризуются отсутствием позднепалеозойского орогенеза, сильно затронувшего палеозойские отложения Лавразии. Соответственно, граница между Лавразией и Гондваной проходит вдоль Гератского разлома. Кабульская, Панджао и Гератская сутуры были активизированы как сдвиги в кайнозойскую эпоху, чем объясняется их современное крутое падение

нентальной коры, расположенную между двумя «офиолитоносными» зонами — Тарнакской на юго-востоке, Фарахрудской на северо-западе (рис. 60). На севере он ограничен широтным Майданским разломом, параллельным Главному Гиндукушскому. В юго-западном направлении массив уходит под Сейстанскую впадину; на ее западной периферии он, очевидно, срезается разломами системы Урало-Оманского линеамента.

Крупным Сафидадабадским разломом северо-восточного простирания, параллельным ограничениям массива, он разделяется на два блока — более приподнятый Гильмендской (Шахристанский срединный массив, по В. И. Славину) и более опущенный Аргандабский. Эти два блока отличаются и по возрасту фундамента. В северо-западной части Гильмендского блока выступает раннедокембрийский комплекс гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов, мигматитов, метаморфизованных до альмандин-амфиболитовой фации и вмещающих гранито-гнейсы, граниты, плагиограниты. Галька последних встречена в конгломератах верхнего протерозоя.

Позднедокембрийский, байкальский комплекс, метаморфизованный в зеленосланцевой фации, обнажен в восточной части Гильмендского блока и в Аргандабском блоке. Он сложен в основании конгломератами и кварцитами, а выше различными метаморфическими сланцами, филлитами, песчаниками, мраморизованными известняками. В Аргандабском блоке этот разрез надстраивается терригенно-вулканогенной толщей с вулканитами основного состава. Байкальский комплекс общей мощностью до 16 км смят в крупные прямые складки, разбитые крупными разрывами.

Чехол массива, залегающий резко несогласно на фундаменте, в Гильмендском блоке представлен лишь отложениями верхнего девона (терригенно-карбонатная формация) — нижней перми (терригенная формация) — верхней перми — триаса (мощная, до 2 км, карбонатная формация); верхняя пермь местами излагает непосредственно на фундаменте. Эти отложения образуют здесь пологие брахискладки. В Аргандабском блоке объем осадочного чехла значительно возрастает, включая практически все подразделения от венда до юры, но, как и в Гильмендском блоке, наблюдаются перерывы в основании верхнего девона и верхней перми. В разрезе чередуются терригенные флишоидные (O_3—S, D_3—C,

T_3—J_2) терригенно-карбонатные (V—O, D_{1-2}) и карбонатные (P_2—T_{1-2}, J_3) формации общей мощностью 6—9 км. Несогласно на этих образованиях залегают крупно- и грубообломочные отложения нижнего мела с вулканитами андезитового состава. Все эти породы прорваны крупными плутонами средне- и позднемеловых гранитоидов, достигающими батолитовых размеров и вытянутыми по простиранию зоны. Аналогичные гранитоиды известны и в Гильмендском блоке. Чехол Аргандабского блока в общем деформирован несколько более интенсивно, чем в Гильмендском блоке, причем интенсивность дислокаций возрастает с северо-запада на юго-восток и с юго-запада на северо-восток. Время этих деформаций — послераннемеловое, но донеогеновое (поскольку неоген и здесь выполняет небольшие наложенные впадины и грабены) и, скорее всего, позднемеловое, синхронное гранитообразованию.

Особое место в структуре массива занимает поперечный к его общему простиранию вулкано-тектонический Деште-Наварский грабен, выполненный позднеплиоценовыми дацитами и андезитами (K/Ar возраст 2,7—2,8±0,3 млн. лет, по П. Борде), слагающими группу разрушенных стратовулканов и экструзивных тел.

Фарахрудская зона. Центрально-Афганский массив надвинут в северо-западном направлении по Шахрудскому (Панджао) разлому (см. рис. 60) на примерно равновеликую зону восток-северо-восточного простирания, известную под названием Фарахрудской. Северное ограничение этой зоны определяется пологим надвигом на нее Банди-Баянской зоны, простирающимся в широтном направлении параллельно Главному Гиндукушскому разлому и срезающим складки Фарахрудской зоны. Впереди надвига на расстоянии до 25 км известны клиппы палеозойских отложений, широко развитых в Банди-Баянской зоне, но отсутствующих в Фарахрудской. Вдоль обоих пограничных разрывов последней, особенно юго-восточного, Шахрудского, выступают офиолиты. Выходы офиолитов известны и в центральной части зоны, вдоль р. Фарах. Наиболее древние осадочные образования зоны составляет верхнетриасовая[1] — нижне-среднеюрская сланцевая формация, вероятно, первично подстилающаяся офиолитовым комплексом — корой океанского типа. Она содержит олистолиты пермотриасовых (?) известняков Центрально-Афганского массива. Толща очень сложно дислоцирована, затронута кливажем и местами региональным метаморфизмом до амфиболитовой фации, и с несогласием перекрывается верхнеюрским — неокомским флишем, также испытавшим значительные деформации. Более высокие горизонты мела, начиная с баррема — апта залегают с еще с более резким несогласием и конгломератами в основании. На северо-западе они представлены крупно- и грубообломочными накоплениями с пачками рудистовых известняков, которыми и заканчивается разрез; на юго-востоке состав отложений несколько менее грубый, и роль карбонатных пород больше. Меловые отложения имеют относительно небольшую (первые сотни метров) мощность и образуют крупные пологие складки. Выше снова несогласно залегает красноцветная грубая континентальная моласса палеогена, на уровне эоцена частично замещаемая мощной вулканогенной, андезитовой формацией, с которой связаны мелкие интрузивные тела среднего и кислого состава. Эти палеогеновые образования наиболее широко развиты в юго-западной части зоны, где они дислоцированы еще более полого, чем мел; на северо-востоке палеоген выполняет узкие грабен-синклинали.

В юго-западном направлении Фарахрудская зона расширяется и, подобно остальным зонам Центрального Афганистана, уходит под молодой чехол Сейстанской впадины, занимая ее крайний северо-западный угол, и далее приходит в торцевое сочленение через разломы Урало-

---

[1] Р. Вольфарт и Г. Виттекиндт высказывают сомнение относительно верхнетриасового возраста данной толщи [Карапетов и др., 1975], получившего, однако, подтверждение в исследованиях французских геологов [Blaise et al., 1978].

Оманского линеамента с Восточно-Иранской флишево-офиолитовой зоной. На северо-востоке зона частично тектонически перекрывается смежной с севера Банди-Баянской зоной, частично пережимается, а затем срезается Главным Чаманским разломом. Предполагается, что она испытывает смещение по Памиро-Афганской левосдвиговой системе и вновь появляется на поверхности в виде Рушанской зоны на границе Центрального и Южного Памира [Карапетов и др., 1975].

Банди-Баянская зона (включающая Гератскую зону Р. Вольфарта и Г. Виттекиндта и Хаджигекскую В. И. Славина) чрезвычайно сложного надвигово-покровного строения (крупный тектонический покров с севера?) простирается к югу от Главного Гиндукушского разлома от зоны Урало-Оманского линеамента до Чаман-Мукурского разлома. Она представляет собой, по существу, краевую часть области эпигерцинской консолидации (Туранской плиты), глубоко переработанную в позднем мезозое и кайнозое [Славин, 1976]. В строении зоны принимают участие оба докембрийских комплекса — гнейсово-кристаллосланцевый раннедокембрийский и зеленосланцевый, аповулканогенный байкальский, карбонатно-терригенная формация нижнего палеозоя, карбонатная среднего палеозоя (D_3—C_1); на севере известна грубая красноцветная моласса верхнего палеозоя. Карбонатная формация верхней юры и мела имеет небольшую мощность и вполне платформенный облик. На севере, в тыльной части зоны простирается прогиб, выполненный мощной, до 2 км палеогеновой пестроцветной лагунной молассой, переходящей вверх в базальт-липаритовую наземную вулканогенную формацию (до 1—1,5 км). Вдоль северной границы зоны — Главного Гиндукушского (Герирудского, Гератского) разлома простирается система узких рифтовых впадин неогенового возраста, наиболее крупной из которых является Бамианская, давшая название всей системе длиной более 1000 км и глубиной до 3,5—4 км, из которых 2—2,5 км компенсировано накоплением грубой молассы.

Банди-Баянская зона на всем протяжении полого надвинута на Фарахрудскую (гравитационный покров?) [Геология и полезные ископаемые ..., 1980]; присутствие в лежачем боку надвигов миоценовых отложений свидетельствует об очень молодом возрасте завершающих движений. По северному краю зоны наблюдается обратное надвигание в северном направлении, также затрагивающее неогеновые отложения.

В Банди-Баянской зоне известны многочисленные мелкие и разновозрастные интрузии гранитоидов — раннекиммерийские, меловые, палеогеновые — очевидные свидетели существования зоны субдукции по ее южному краю.

В южном направлении все описанные зоны Центрального Афганистана, от Фарахрудской до Тарнакской погружаются под обширную Сейстанскую впадину, выполнение которой представлено красноцветной молассой верхов олигоцена (?) — миоцена и сероцветной плиоцена — квартера мощностью от 1 до 3 км (западная часть впадины погружена больше восточной и они, возможно, разделены меридиональным разломом). На юге впадина замыкается широтным Чагайским вулкано-плутоническим поднятием, расположенным на афгано-пакистанской границе. Чагайское поднятие сложено в осевой части средне- и верхнемеловой вулканогенной, андезитовой толщей с линзами рудистово-мшанковых биогермов, перекрытой маастрихтскими известняками. Вместе с одновозрастными вулканитами Тарнакской зоны они составляли Чагай-Тарнакскую (Кандагарскую) позднемеловую вулканическую дугу. Крылья поднятия образованы туфогенно-аргиллитовой формацией с олистолитами рудистовых известняков и прослоями нуммулитовых известняков в верхней части. Эти образования сложены в крупные умеренно сжатые складки, разбитые сбросами и прорванные плутонами гранитоидов, от диоритов до гранитов. Деформации произошли, вероятно, в конце олигоцена — начале миоцена, после чего и на северной, и на южной периферии поднятия образовались прогибы, выполненные

красноцветной миоценовой молассой, полого смятой в начале плиоцена. В конце плиоцена — начале квартера вдоль разлома по северной периферии Чагайского поднятия, на границе с миоценовым прогибом возникли вулканические постройки, сложенные андезитовыми и дацитовыми лавами, туфами и туфобрекчиями. Эти вулканы представляют собой наиболее восточное звено молодой Белуджистанской вулканической цепи, пересекающей также территории Пакистана и Ирана (вулканы Базман, Тафтан, Султан и др.). Севернее в пустыне Регистан обнаружен карбонатитовый вулкан Ханнешин [Вихтер и др., 1977].

К югу от Чагайского поднятия, в гряде Рас-Кох известны выходы офиолитового комплекса, которые служат как бы связующим звеном между офиолитами юго-восточной части Восточно-Иранской флишево-офиолитовой зоны и офиолитами Тарнакской зоны в Афганистане. Можно полагать, что Чагайское поднятие возникло как вулканическая дуга (Чагай-Кандагарская — см. выше) на скученном офиолитовом основании в обрамлении Центрально-Афганского микроконтинента.

Еще южнее в пределах Белуджистана располагается молодая впадина Хамун-и-Машкел, аналогичная впадине Джаз-Муриан на юге Лутского блока. Далее к югу, уже в Макране простирается широкая монотонного строения складчатая зона, сложенная мощной толщей палеогенового и миоценового флиша, смятого в узкие южновергентные складки, осложненные надвигами того же направления, и пересеченная короткими сдвигами северо-западного и северо-восточного простирания. Эта Макранская зона является западным продолжением Катавазского тыльного прогиба Сулейман-Киртарской системы, отсеченным Чаманской сдвиговой зоной. В прибрежной части Макрана палеоген-миоценовый флиш уходит под несогласно залегающую плиоцен-четвертичную молассу, также смятую в складки. На крайнем востоке этой Прибрежно-Макранской зоны расположена группа грязевых вулканов.

Мощные (до 6 км) осадки подводной окраины Макрана, граничащей с абиссальной равниной Оманского залива, на расстояние 70—80 км от берега затронуты, по данным НСП [Geodynamics of Pakistan, 1979], процессом складкообразования. Последнее связывается с субдукцией океанской части Аравийской плиты под Евразийскую континентальную плиту, включившую к середине мела Лутский и Центрально-Афганский блоки с промежуточными эсиматическими бассейнами. Чагайский вулкано-плутонический пояс обязан своим возникновением началу этой субдукции, которая в дальнейшем прогрессировала к югу и привела к образованию мощной аккреционной призмы, включающей современную Макранскую складчатую зону и подводную окраину Макрана. Молодая (N_2—O_1) Белуджистанская наземная вулканическая дуга также связана с предполагаемой субдукцией, а расположенные к югу от нее Джаз-Мурианская и Хамун-и-Машкелская впадины рассматриваются как аналоги преддуговых впадин в промежутке дуга — желоб [Farhoudi, Karig, 1977]. Отсутствие морфологически выраженного желоба вдоль окраины Макрана объясняется интенсивной аккумуляцией осадков. Типичная зона Беньофа здесь также отсутствует, но систематическое увеличение глубины очагов землетрясений с юга на север до 80 и, возможно, 100 км наблюдается, а определение динамических параметров двух из этих сейсм указывает на растяжение вниз по падению сейсмофокальной поверхности [Geodynamics of Pakistan, 1979]. Это дало возможность построить соответствующую модель (рис. 61). Исходя из общих данных о мгновенных скоростях смещения плит в регионе, К. Х. Джекоб и Р. Л. Квитмайер предполагают, что поддвиг Аравийской плиты под Евразийскую может идти со скоростью 5 см/год, оговаривая возможную неточность подобной оценки. Допускается также, что Макранская складчатая зона подстилается корой океанского типа, а ее подъем до 2 км над уровнем океана обязан сжатию и скучиванию осадков. Известная роль в развитии деформаций в аккреционной призме должна принадлежать глиняному диапиризму, связанному с аномально высоки-

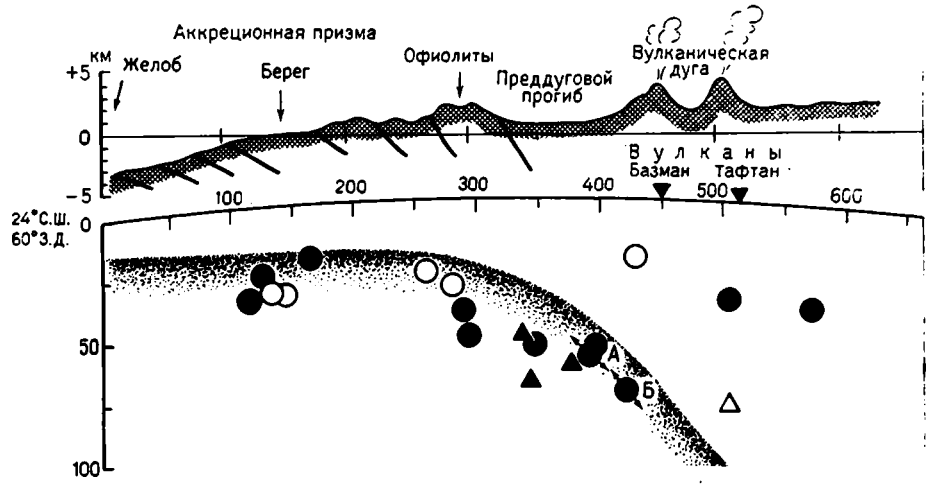


Рис. 61. Очаги землетрясений, предполагаемая наклонная зона Беньофа, рельеф и приповерхностные тектонические структуры в западном Макране (по К. Х. Джекобу и Р. Л. Квитмайеру).

Очаги землетрясений на расстоянии до 200 км к востоку от линии профиля показаны кружками, а к западу от линии профиля — треугольниками. События, для которых глубина определена по крайней мере по одной глубинной фазе даны залитыми знаками, а для которых глубина определена путем минимизации остаточных величин первых вступлений продольных волн — полыми. Средние глубины, определенные независимо этими двумя методами, отличаются в данном районе не более чем на 10 км. Стрелки у кружков А и Б показывают погружение Т-осей для этих событий с учетом двухкратного увеличения. Полоса отмывки отвечает предполагаемой верхней границе погружающейся океанской литосферы, принадлежащей Аравийской плите. Видно совпадение перегиба желоб — склон с южной границей погружающегося преддугового прогиба (впадина Джаз-Муриан) с резким углублением зоны Беньофа от коровых (менее 40 км) до подкоровых глубин. Развитие таких преддуговых прогибов может быть тесно связано с внезапным возрастанием крутизны погружающейся океанской литосферы под ними [Jacob et al., 1977].

ми давлениями в глинистых породах; проявлением АВПД и служит грязевый вулканизм на востоке Макранского побережья.

Исследованиями Дж. Дикстра и Р. Берни [Geodynamics of Pakistan, 1979] установлено, что Макранская зона субдукции разделена поперечными зонами на четыре сегмента, отличающиеся, очевидно, разным наклоном зоны Беньофа за пределами ее южного приповерхностного участка. Отсутствие молодых вулканов в крайнем западном сегменте эти авторы, ссылаясь на примеры Центральной Южной Америки и Японии, объясняют очень пологим (<10°) падением сейсмофокальной поверхности, а смещение вулканической цепи от сегмента к сегменту поперечными сдвигами, к которым, кроме того, приурочены наиболее крупные вулканы — Тафтан в Иране и Кох-и-Султан в Пакистане.

3. Центральный и Южный Памир

Структурные зоны Центрального и Южного Памира повторяют своим выпуклым к северу пологим изгибом дугообразную форму складчатой системы Северного Памира. Подобно последней, они ограничены на западе Афгано-Памирской зоной левых сдвигов, а на востоке Памиро-Каракорумской зоной правых сдвигов; первая проходит здесь по территории Афганистана, вторая — Китая. Тектонической границей между Северным Памиром и Центральным Памиром служит Танымасский надвиг (Э. Я. Левен, С. С. Карапетов), по которому толщи Северного Памира надвинуты к югу на образования Центрального Памира (местами поверхность надвига запрокинута в обратном направлении). Присутствие чешуй палеогена доказывает послепалеогеновый возраст этого надвига (неоген здесь уже залегает спокойно).

Рассматриваемая часть Памира состоит из нескольких тектонических зон (рис. 62). На севере выделяется зона Центрального Памира; она отделяется узкой, очень сложно построенной и пред-

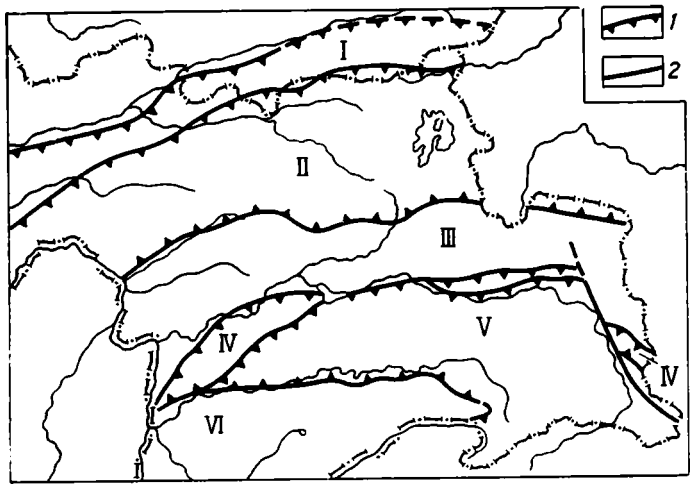


Рис. 62. Основные тектонические зоны Памира (по В. А. Шволь-ману).

Зоны: I—Дарваз-Заалайская (внешняя), II — Северного Памира, III — Центрального Памира, IV — Рушанско-Пшартская, V — Юго-Восточного Памира, VI — Юго-Западного Памира; *1* — межзональные разломы-надвиги; *2* — прочие разломы (сдвиги.—*В.Х.*)

ставляющей особый интерес (см. ниже) Рушанско-Пшартской зоной от зоны Юго-Восточного Памира, тектонически выклинивающейся на западе, в долине р. Пяндж, и охватывающей весь Южный Памир на востоке. Далее зона Юго-Восточного Памира продолжается в северную зону Каракорумской системы — синклинорий Агыл-Локзун, обрезаемый на востоке Памиро-Каракорумским сдвигом. Остальную часть Южного Памира составляет зона Юго-Западного Памира, частично перекрытая по Гунт-Аличурскому надвигу зоной Юго-Восточного Памира. Зона Юго-Западного Памира продолжается на юго-запад в Афганский Бадахшан и составляет с этим своим продолжением древнюю, ремобилизованную в альпийском этапе докембрийскую глыбу — Бадахшанский (Памиро-Нуристанский) срединный массив. С юга массив ограничен Южно-Памирским разломом, на востоке он тектонически выклинивается вследствие схождения этого разлома с Гунт-Аличурским.

К югу от Южно-Памирского разлома простирается широтная Ваханская зона, занимающая так называемый Ваханский коридор— полосу вдоль р. Вахан-Дарья (исток Пянджа) между Памиром и Восточным Гиндукушем. На востоке, уже на территории Китая, зоны Юго-Восточного Памира и Ваханская сливаются в структуре Каракорумского позднекиммерийского складчатого сооружения. С юга Каракорум и Ваханская зона обрезаны Главным Каракорумским разломом-надвигом южной вергентности, на западе и на востоке приобретающим характер сдвигов — соответственно левого северо-восточного (Кунар) и правого северо-западного простирания. На западе Ваханская зона пока плохо отчленена от Нуристанского блока Бадахшанского массива и, вероятно, вместе с последним обрезается разломом Сароби.

Южнее Ваханской зоны и северо-западного Каракорума выделяется зона Кохистана, совпадающая с одноименным нагорьем. Это меловой вулканоплутонический пояс, продолжение Чагай-Кандагарского. На юге выступают офиолиты, надвинутые на зону Хазары, сложенную субплатформенным — миогеосинклинальным комплексом палеозоя — мезозоя. Эта зона представляет уже непосредственное западное продолжение Гималайской системы; ограничивающий ее с юга надвиг на передовой Потварский прогиб — продолжение Главного пограничного надвига Гималаев, а Потварский прогиб — Предгималайского прогиба, с которым он и описывается в следующей главе. В то же время зона Хазары может рассматриваться как гомолог Внешней миогеосинклинальной зоны Белуджистанской системы.

Зона Центрального Памира охватывает хребты Ванчский, Язгулемский (на западе) и Музкольский (на востоке). Сложена она полным разрезом палеозойских и мезозойских отложений, спорадически встречается морской палеоген. На протяжении большей части этого времени, до начала позднего триаса в зоне Центрального Памира господствовал довольно спокойный режим континентальной окраины с накоплением то шельфово-карбонатных ($\in$—O, S—D, C_3—T_2), то значительно более мощных терригенных (O_{2+3}, C_{1+2}) формаций. На границе перми и триаса отмечен перерыв с бокситообразованием, в перми — незначительные излияния основных лав. Уже в раннем — среднем триасе наметилась фациальная дифференциация на приподнятые участки с накоплением рифогенных известняков и некомпенсированные прогибы, а в позднем триасе получила развитие мощная терригенная толща флишоидного характера.

Переход от триаса к юре на площади Центрального Памира выражен неоднозначно. На востоке в верхах триаса появляются мощные конгломераты, и юрские отложения залегают на триасовых с угловым несогласием. Нижняя половина юры сложена пестроцветными конгломератами и огипсованными песчаниками с прослоями мергелей и доломитизированных известняков, а выше красноцветными туфогенно-терригенными породами с отдельными покровами порфиритов. Близкие по составу отложения известны и на северо-западе зоны, где, однако, юра согласно сменяет триас. На других участках нижняя юра и нижняя часть средней либо также являются пестроцветными и туфогенными, либо выражены терригенными отложениями, сходными с верхнетриасовыми. Верхняя половина юрского разреза, начиная с бата, сложена карбонатной формацией умеренной мощности (сотни метров). В конце юры Центральный Памир претерпел значительные деформации и поднятия, и меловые отложения почти повсеместно (кроме Язгулемской полосы) залегают на юрских несогласно. В нижней части, до сеномана включительно, это красно- и пестроцветные терригенные образования, большей частью довольно грубые, в некоторых районах начинающиеся с мощных (до 300 м) конгломератов с галькой преимущественно северопамирского происхождения. Условия накопления этих отложений озерно-лагунно-морские, мощность 1000—1500 м. По всем признакам это моласса, хотя В. А. Швольман на основании крупной цикличности (метры — первые десятки метров) склонен в какой-то мере сравнивать эти отложения с флишем.

Нижнемеловая пестроцветная моласса согласно сменяется туронсенонской лагунно- или мелководно-морской терригенно-карбонатной формацией небольшой мощности (десятки — первые сотни метров). Для нее характерны пестроцветность, местами гипсоносность и появление конгломератов. Максимум трансгрессии приходится на маастрихт, который в Бартангской полосе с угловым несогласием и базальными конгломератами ложится непосредственно на домеловые образования.

Палеоген также почти повсеместно отделен от мела перерывом и несогласием. Он отличается значительным развитием вулканитов андезито-базальтового состава, реже более кислыми (дациты, риолиты), наряду с которыми развиты крупно- и грубообломочные осадочные породы с карбонатным цементом и редкими прослоями известняков, накапливавшиеся в мелководно-морской или континентальной среде. Эти образования принадлежат в основном палеоцену (верхнему) и эоцену; олигоцен и миоцен, выраженные сходными вулканогенно-обломочными, но уже целиком озерными образованиями, пользуются значительно меньшим распространением, а вулканиты этого возраста являются производными базальтовой или щелочно-базальтовой магмы. Мощность палеогена и миоцена обычно измеряется сотнями метров, но в Бартангской полосе достигает 2—2,5 км. Это, очевидно, уже вторично-орогенная моласса.

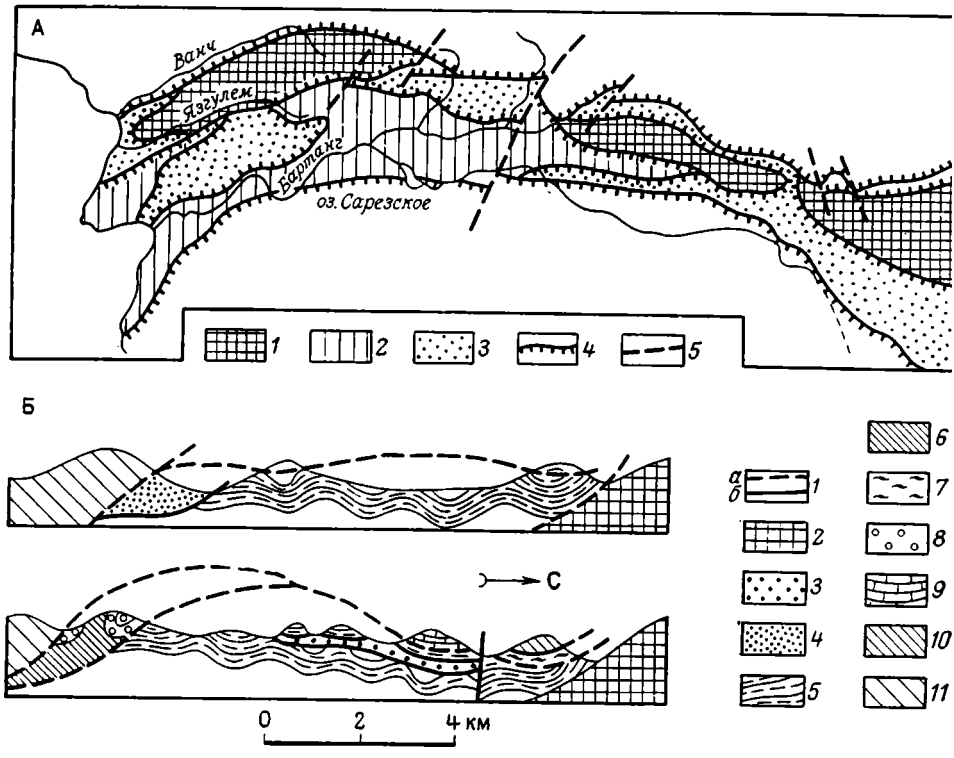


Рис. 63. Схема размещения автохтонных и покровных масс на территории Центрального Памира (А) и соотношение пород в тектонических покровах (Б) (по Б. Р. Пашкову, И. В. Пыжьянову, А. А. Белову).

А: *1—2* — автохтон: *1* — докембрийские породы, *2* — палеозойские и мезозойско-кайнозойские породы; *3* — аллохтон и паравтохтон; *4* — надвиги; *5* — сдвиги.

Б: *1* — надвиги, разделяющие тектонические покровы (*а*) и пластины (*б*); *2* — автохон; *3—5* — отложения Кукуртджилгинского сорванного покрова: *3* — ордовика, *4* — силура, *5* — девона; *6—8* — отложения Музкольского сорванного покрова: *6* — карбона, *7* — верхнего триаса, *8* — олигоцен-миоцена, *9—10* — отложения Калахташского покрова; *9* — венлока — нижнего девона, *10* — карбона?; *11* — складчатые сооружения Южного Памира

В Центрально-Памирской зоне по распределению на поверхности отложений разного возраста традиционно выделяется несколько антиклинориев и синклинориев. Как показал впервые С. В. Руженцев (1968 и 1971 гг.), только антиклинории могут рассматриваться, и то условно, как автохтонные, вернее паравтохтонные, а синклинории представляют собой синформные тектонические покровы, занимающие в общем центральную часть зоны (рис. 63)[1]. Структура автохтона (относительного) достаточно сложная и характеризуется срывами отдельных частей осадочного комплекса и их дисгармоничным смятием в лежачие, нередко изоклинальные и ныряющие складки. Реже встречаются участки развития крутых, тоже сильно сжатых складок, которые С. В. Руженцев считает более поздними. В северо-западной части зоны (Ванчский хр.) развиты в основном докембрийские и палеозойские отложения до карбона включительно; при этом слои ордовика — карбона нередко сорваны с более древнего (V—ε), несколько метаморфизованного основания, так называемого ванчского комплекса. На большей юго-восточной части Центрального Памира (Музкольский хр.) на карбонатно-вулканогенно-терригенных отложениях так называемой сарезской серии верхнего девона (?) — карбона несогласно залегают пермские известняки, а сохранившийся здесь мезозой и кайнозой сорваны с палеозойского основания, дисгармонично смяты в более мелкие складки. По данным Б. Р. Пашкова, сарезская свита также нередко характеризуется аллохтонным залеганием. В палеозое размеры складок очень крупные — наи-

[1] Отдельные покровные структуры здесь описывались и раньше, начиная с работ К. Н. Паффенгольца и М. И. Шабалкина (1936 г.).

более крупная из них — лежачая Ванчская антиклиналь имеет в длину около 60 км и видимую амплитуду до 20 км. Движение масс отчетливо направлено к югу, но предполагается, что оно связано с поддвигом глубокого основания в обратном направлении.

Аллохтонный комплекс состоит из двух основных покровов — нижнего Ванчского на западе и Анбайтальского на востоке и верхнего Язгулемского на западе и Зорташкольского на востоке. Нижний покров сложен палеозойскими отложениями (О—Р), залегающими на триас-палеогеновых слоях паравтохтона. Верхний покров образован породами от верхнего триаса до палеогена; он состоит из двух или трех самостоятельных тектонических пластин. По мнению С. В. Руженцева, аллохтонные отложения представляют собой сорванную осадочную оболочку северо-западного, Ванчского автохтона, где соответствующие отложения частично отсутствуют. Вывод основан на сходстве нижнего и среднего палеозоя нижнего покрова с палеозоем Ванчского автохтона и отличии верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя верхнего покрова от соответствующих отложений Музкольского автохтона. Предполагается также, что область корней покровов частично перекрыта Танымасским надвигом северо-памирских образований, а на юге сами покровы уходят под Рушанско-Пшартскую систему надвигов. Это позволяет установить лишь минимальную амплитуду перемещения покровов, примерно равную ширине зоны — около 55 км [Руженцев, 1971].

Особенностями покровного строения Центрального Памира являются более интенсивная деформация слоев автохтона по сравнению с аллохтоном и нередкое тектоническое налегание более молодых отложений на более древние. Это затруднило в свое время распознание покровной структуры Центрального Памира и обусловило трактовку шарьяжных пластин как выжатых вверх вдоль ограничивающих их дивергентных надвигов, возникших из конседиментационных глубинных разломов (такая же концепция принималась и для Южного Тянь-Шаня). Некоторые исследователи продолжают отрицать покровное строение Памира и придерживаться традиционных «вертикалистских» представлений [Кухтиков, Винниченко, 1979]. Однако существует и убедительная критика их взглядов [Пашков и др., 1981].

Рушанско-Пшартская зона является пограничной между Центральным и Южным (Юго-Восточным) Памиром и обладает при небольшой ширине (до 20 км, обычно гораздо меньше) очень сложным покровно-чешуйчатым строением, с общим надвиганием к северу (см. рис. 63). Обнаженный разрез зоны начинается с каменноугольных отложений, которые вместе с нижней пермью образуют терригенную толщу. В верхней перми и триасе наряду с терригенными породами появляются карбонатные, кремнистые, в том числе радиоляриты, а также покровы основных эффузивов — пикритовых и оливиновых базальтов, превращенных в спилиты, и андезито-базальтов. Юра или отделена от триаса перерывом и несогласием (на юге), или сменяет триас постепенно (на севере) и представлена кремнисто-граувакковой формацией, содержащей местами олистолиты известняков с фауной силура, девона, нижней и верхней перми. На юру уже с повсеместным несогласием ложится пестроцветный обломочный нижний мел. Весь этот разрез трактуется Б. Р. Пашковым и В. А. Швольманом, очевидно, вполне справедливо, как разрез континентального склона рифтогенного бассейна с корой океанского типа, разделившего в позднем палеозое континентальные блоки Центрального и Юго-Восточного Памира. По приводимым данным, это была окраина Центрального Памира. Противоположный склон бассейна располагался на Юго-Восточном Памире (см. ниже). Реликты офиолитового ложа бассейна выведены на поверхность лишь на юге зоны в виде небольших чешуй или протрузий серпентинизированных ультрабазитов и гиалобазальтов. Исключительно сложная структура Рушанско-Пшартской зоны с многочисленными надвигами и лежачими складками заставляет предполагать ее очень значительное, минимум

трехкратное, а скорее гораздо большее поперечное сокращение [Пашков, Швольман, 1979].

Зона Юго-Восточного Памира заметно шире не только Рушанско-Пшартской, но (на востоке) и Центрально-Памирской зоны. Разрез ее, подобно разрезу Рушанско-Пшартской зоны, начинается с каменноугольных отложений, причем карбон вместе с нижней пермью, как и в Рушанско-Пшартской зоне, представлен мощной терригенной формацией. Последняя сменяется карбонатно-кремнистой формацией верхней перми и триаса с дифференциацией на рифовую и более глубоководную субформации и с участием основных вулканитов в верхах перми. Новая смена формаций произошла в позднем триасе (позднем карнии или нории) — появляется мощная флишоидная терригенная формация, накопление которой завершилось интенсивными деформациями в конце триаса — начале юры. Общая мощность карбона — триаса 3—3,7 км. Несогласно на триасе залегает шельфовая карбонатная формация нижней — средней или только средней юры, до 1,5—2 км, дислоцированная значительно слабее, обычно брахиморфно, за исключением приразломных зон, и отделенная новым несогласием от еще более пологоскладчатой и также карбонатной верхней юры (0,8—1,2 км). Наиболее молодым элементом разреза Юго-Восточного Памира является красноцветная континентальная обломочная формация, вполне отвечающая понятию молассы, но обладающая небольшой (несколько сот метров) мощностью. На юге она содержит довольно большой объем вулканитов — средних и кислых в низах, субщелочного состава (трахиандезиты, трахиты) в верхах. Возраст этой формации, почти лишенной органических остатков, остается весьма спорным — одни считают ее почти целиком кайнозойской, даже неогеново-четвертичной, относя, однако, вулканогенно-обломочные образования к верхней юре (Г. П. Винниченко, М. М. Кухтиков); другие (В. А. Швольман) условно выделяют в этой формации нижне- и верхнемеловые и палеоген-миоценовые отложения.

По общей структуре зона представляет собой крупный синклинорий, мегасинклинорий с осью, простирающейся строго с северо-запада на юго-восток, т. е. под углом к общему широтному простиранию зоны в целом и большей части ее складок. Осевая Истыкская подзона представляла собой в триасе и ранней юре поднятие, а потом претерпела опускание. Она рассечена посредине системой разрывов, рассматриваемых С. В. Руженцевым и вслед за ним В. А. Швольманом в качестве правых сдвигов, сопряженных с широтными надвигами по северной и южной периферии зоны. Еще один крупный правый сдвиг — Восточно-Памирский — проводится Руженцевым на востоке зоны. При этом подчеркивается, что молодые, послеюрские сдвиги и надвиги, а также оси антиклинориев косо, иногда даже перпендикулярно секут структурно-фациальные зоны пермо-триасового времени.

Эти представления не разделяются сторонниками более традиционной трактовки тектоники Памира [Винниченко, 1979], согласно которым Юго-Восточный Памир ограничен и рассечен долгоживущими глубинными разломами на ряд блоков с разноориентированной внутренней структурой и фациальной зональностью. Отдавая предпочтение взглядам С. В. Руженцева и В. А. Швольмана, следует, однако, отметить, что масштабы покровных перемещений на Юго-Восточном Памире, видимо, значительно более ограничены, чем на Центральном Памире, и кроме того, роль собственно альпийских деформаций гораздо скромнее по сравнению с киммерийскими. Первое связано, вероятно, с относительно неглубоким залеганием и слабой переработкой докембрийского фундамента, обнажающегося в Юго-Западном Памире. Зона Юго-Восточного Памира надвинута на массив Юго-Западного Памира, а к востоку от оз. Зоркуль — на метаморфизованный палеозой — триас Ваханского «коридора», по альпийскому Гунт-Аличурскому надвигу.

Зона Юго-Западного Памира — северо-восточная часть Бадахшанского массива сложена практически нацело докембрийским метаморфи-

ческим комплексом, вмещающим плутоны молодых гранитоидов. Южной границей Бадахшанского массива является система Южно-Памирского (Гармчешминского) и Зебак-Мунджанского разломов. С. С. Карапетов понимает под Бадахшанским блоком лишь выступ архейского кристаллического комплекса, образованного породами, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях, регионально мигматизированными и испытавшими в той или иной степени воздействие более поздних плутоно-метаморфических процессов. Это различные гнейсы — биотитовые, амфиболовые, гранатовые, дистеновые, а также амфиболиты, кварциты, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры и плутонические образования — гранито-гнейсы, граносиениты, плагиограниты, чарнокиты, габбро, гипербазиты. Архейский возраст основной массы пород надежно установлен радиометрически, по реликтовым датировкам в 2700—2400 млн. лет, наряду с которыми получены значения до 1600—1440 млн. лет, указывающие на влияние более поздних процессов.

По северо-восточной периферии собственно Бадахшанского блока распространена верхнепротерозойская[1] аличурская (южно-аличурская) метаморфическая серия, находящаяся в тектоническом контакте с археем и первично метаморфизованная в зеленосланцевой фации [Карапетов, 1979]. Литологически она отличается повышенным содержанием кварцитов.

Внутренняя структура архея Юго-Западного Памира на первый взгляд представляется довольно простой, ибо залегание гнейсов преимущественно субгоризонтальное. Это впечатление несомненно обманчиво. Так, по мнению В. И. и К. Т. Будановых, амфиболитовая и метапелитовая с линзами гипербазитов, эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов хорогская свита шахдаринской серии, весьма вероятно представляющая низы разреза, тектонически налегает на менее сильно метаморфизованную, обогащенную кварцитами и мраморами горанскую серию. По данным А. Г. Давыдченко, породы архея были первоначально смяты в изоклинальные складки меридионального простирания, а в дальнейшем (очевидно, в конце архея или раннем протерозое. — *В. Х.*) эта структура была искажена образованием гранито-гнейсовых куполов. И в советской, и в афганской [Славин, 1976] частях Бадахшанского массива докембрийское основание местами трансгрессивно, через базальные конгломераты перекрывается верхнепалеозойско-триасовой терригенной толщей.

Как на Юго-Западном, так и на Южном и Центральном Памире в целом довольно широко распространены плутоны мезо-кайнозойских гранитов, принадлежащие нескольким генерациям. Наиболее древняя из них развита в Рушанско-Пшартской зоне и представлена гнейсовидными гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, плагиогранитами. Она была сформирована скорее всего в конце триаса — начале юры, в раннекиммерийскую тектоно-магматическую эпоху (радиометрические датировки 200—160 млн. лет и моложе). Наибольшим распространением, опять-таки на Южном Памире, пользуются ранне- и среднемеловые гранитоиды, среди которых таджикские геологи [Расчленение ..., 1976] различают несколько самостоятельных интрузивных комплексов. Более древние из них сложены диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами; за ними следуют гранодиориты, граносиениты и, конечно, нормальные и ультракислые граниты. Наиболее крупным плутоном этого возраста[2] является Памиро-Шугнанский гранитовый плутон (батолит) — пластовое тело мощностью 0,5—1,5 км, длиной в 200 км, шириной в 10—40 км, залегающее согласно с изгибами кровли раннедокем-

---

[1] Раннепротерозойская, по мнению других таджикских геологов [Расчленение ..., 1976].

[2] Некоторые исследователи, в частности В. А. Швольман, считают, этот плутон значительно более молодым, олигоцен-миоценовым, основываясь на радиометрических датировках, полученных K/Ar и Rb/Sr методами.

брийского фундамента, между ним и основанием карбон-триасового чехла, что доказывает синхронность его внедрения с пологой деформацией Бадахшанского массива.

Фундамент Нуристанского блока массива практически не отличается от байкальского комплекса фундамента Юго-Западного Памира Большим распространением здесь пользуется каменноугольно-триасовый терригенный комплекс с карбонатной формацией P_2—T_3к в средней части, вполне сходной с аналогичным комплексом Ваханской зоны (см. ниже). Его взаимоотношения с фундаментом всегда тектонические, и не исключено проявление пологих надвигов, даже шарьяжей, на которые наложены более поздние блоковые дислокации. Подобно Памиру, известны гранитоиды двух генераций — раннемеловые и палеогеновые.

В Центральном Памире и Рушанско-Пшартской зоне тоже развиты палеогеновые гранитоиды, ранние фазы которых также выражены диоритами, кварцевыми диоритами и монцонитами, средние — гранодиоритами и гранитами, а наиболее поздние — лейкократовыми гранитами, аляскитами, натровыми сиенитами, плагиогранитами.

Наиболее молодой интрузивный комплекс Центрального и Южного Памира — это комплекс малых интрузий щелочных сиенитов и габброидов миоценового возраста (21—15 млн. лет), размещенный в восточной части региона независимо от его тектонической зональности.

4. Каракорум, Восточный Гиндукуш, Кохистан и Хазара

Складчатое сооружение Каракорума, выраженное вторым по высоте после Гималаев горным хребтом планеты с четырьмя восьмитысячниками (K^2 — 8611 м, вторая вершина после Эвереста), протягивается с северо-запада на юго-восток на 600 км через пограничные районы Китая, Пакистана и Индии при ширине порядка 150 км. Каракорумское сооружение остается пока одним из наименее исследованных и известно нам главным образом по работам итальянских экспедиций под руководством А. Дезио. Северо-восточная часть хребта была изучена Н. А. Беляевским. Сейчас в Каракоруме развертываются более детальные работы с привлечением западно-европейских и американских специалистов.

На крайнем западе Каракорум сменяется хребтом Восточный Гиндукуш, пограничным между Афганистаном и Пакистаном и имеющим в основном юго-западное простирание, образуя выпуклую к северу дугу, промежуточную между Памирской и Хазара-Гималайской. На северо-западе ограничением Восточного Гиндукуша (в состав которого мы включаем Ваханскую зону Афганистана) и Каракорума служит Бадахшанский кристаллический массив, от которого они отделены разломом по верхнему Пянджу и р. Памир (Зебак-Мунджанский и Южно-Памирский разломы — правые сдвиги); восточнее оз. Зоркуль зона Юго-Восточного Памира сливается с северными зонами Каракорума и вместе с последними граничит по Памиро-Каракорумскому разлому (правому сдвигу) с Куньлунем. Южную границу системы Восточного Гиндукуша — Каракорума образует дугообразноломаная зона разломов, состоящая из разлома Кунар северо-восточного простирания на западе, разлома Дрош того же простирания, широтного разлома Хини в центральной части и зоны разломов Шиок юго-восточного простирания на востоке; последние три разлома нередко объединяются в понятие Главного Каракорумского надвига, направленного к югу.

На западе структуры Восточного Гиндукуша, судя по данным А. Дезио, находятся в не вполне ясном соотношении [Geodynamics of Pakistan, 1979] с Нуристанским массивом. Они, видимо, сужаются в этом направлении и обтекают массив с юго- востока[1], вместе с ним обре-

[1] Данные по Ваханской зоне [Buchroithner, 1980] позволяют предполагать, что значительная часть метаморфитов Нуристанского массива, рассматриваемых как докембрийские, может представлять собой метаморфизованный верхний палеозой и триас, что ставит под сомнение существование самого этого массива.

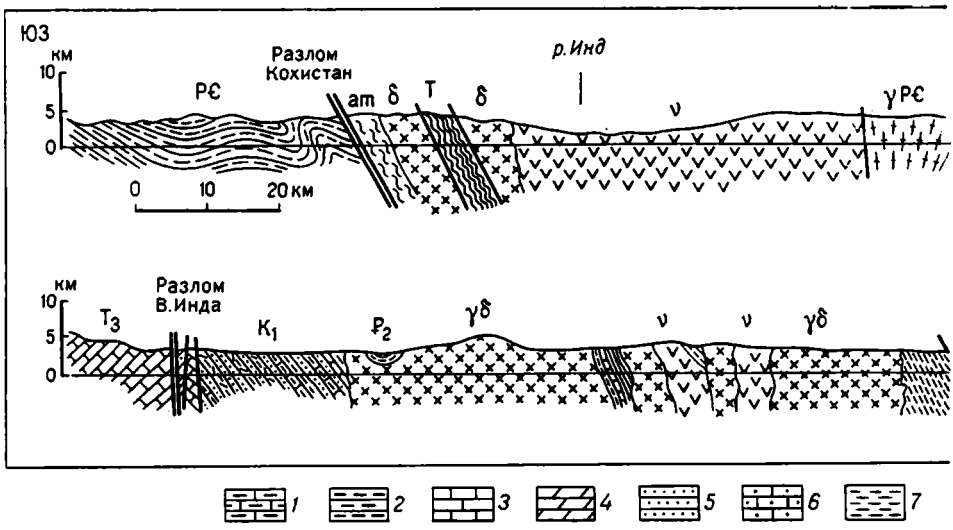


Рис. 64. Геологические профили Каракорума (по А. Дезио).

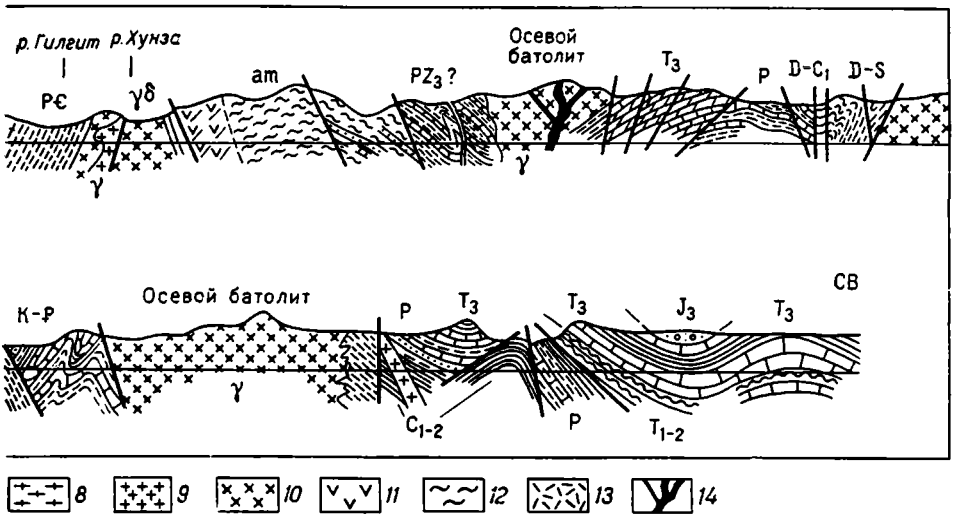
1 — мергели; *2* — глины и глинистые сланцы; *3* — известняки и мраморы; *4* — доломиты; *5* — песчаники и алевролиты; *6* — кварциты; *7* — гнейсы; *8* — гранитогнейсы; *9* — граниты; *10* — гранодиориты; *11* — диориты и нориты; *12* — амфиболиты; *13* — эффузивы, главным образом андезиты и туфы; *14* — дайки; *am* — амфиболиты

заясь сдвигом Сароби. На востоке геологическое (не орографическое) продолжение Каракорума следует усматривать в Центральном Тибете (см. главу VII).

Каракорум имеет в целом антиклинорную (псевдоантиклинорную?) структуру (рис. 64), в которой центральное место занимает осевой гранитный батолит неогенового (25—8 млн. лет) возраста. Аналогичный батолит известен и в Восточном Гиндукуше. При приближении к этим батолитам осадочные толщи становятся заметно метаморфизованными, вплоть до превращения в гнейсы, слюдяные сланцы и мраморы, которым ранее нередко приписывался докембрийский возраст.

Строение разреза обоих крыльев Каракорумского антиклинория и соответственно склонов горного сооружения существенно различается. Они, несомненно, принадлежат разным структурно-формационным зонам, хотя и содержат общие элементы, например, рифовые известняки и доломиты верхнего триаса — нижней юры, сходные и с одновозрастными образованиями Тетис-Гималаев. В основании разреза Северной зоны предполагается развитие терригенной формации ордовика — силура, перекрываемой карбонатным девоном и нижним карбоном, но наиболее характерной для всего Каракорума и Восточного Гиндукуша является мощная (2—4 км) черносланцевая, с прослоями и пачками кварцитов и линзами известняков формация верхнего палеозоя — нижнего и среднего (?)триаса. В Северной зоне на уровне среднего триаса — карния развиты мощные конгломераты, указывающие на проявление раннекиммерийских поднятий, вероятно, сочетавшихся и со складчатыми деформациями. Юрские отложения в Северной зоне представлены морскими известняково-обломочными красноцветами. Насколько полным является юрский разрез не известно, а нижний мел представлен лишь альбом; верхний мел развит отрывочно, в виде пестроцветных конгломератов и песчаников, а также известняков. Эти данные позволяют предполагать, что в Северной зоне Каракорума, как и на юге Памира, особенно интенсивно проявился позднекиммерийский диастрофизм; в Ваханской зоне, пограничной между Памиром и Восточным Гиндукушем известны, подобно Памиру, среднемеловые гранитоиды. Это не исключает, так же как и на Памире, проявления и собственно альпийских деформаций; в Северной зоне известны и эоценовые гранитоиды, снова подобно Памиру.

Что касается Южной зоны Каракорума то, если отвлечься от мета-



морфитов, в частности мраморов предположительно позднепалеозойского возраста, а также возможных аналогов черносланцевой формации, основную роль в ее сложении играют верхнемеловые и нижнепалеогеновые образования — аналоги флиша Верхнего Инда (см. главу VII), но здесь, особенно в долине р. Шиок, заметно метаморфизованные. Эта зона Каракорума по возрасту основных деформаций является, очевидно, уже альпийской.

Зона разломов Кунар и Дрош отделяет структуры Восточного Гиндукуша и Западного Каракорума от зоны Кохистана, ограниченной с юга крупнейшим надвигом Мокур-Патана, или «Главным мантийным» надвигом [Geodynamics of Pakistan, 1979]. Здесь вдоль южного пограничного надвига местами выступает мощная (более 10 км?) пластина гиперстеновых габбро, диоритов, амфиболитов и основных гнейсов, рассматриваемых как основание энсиматической (?) островной дуги. Собственно к образованиям последней относятся выступающие в центральной части зоны известково-щелочные вулканиты, от андезитов до риолитов, включая игнимбриты, а также метаморфизованные терригенные и вулканогенно-обломочные породы. В лежачем боку надвига отмечены проявления глаукофанового метаморфизма (рис. 65).

На востоке Главный мантийный надвиг огибает выступ кристаллической оси Гималаев — массив Нанга-Парбат, почти замыкающий с этой стороны Кохистанскую зону, и по другую сторону массива переходит в южный надвиг офиолитовой зоны Верхнего Инда. На западе Кохистанская зона тектонически выклинивается в районе Джалалабада вследствие схождения разломов Кунар и Мокур. Как отмечалось выше, Кохистанский вулканический пояс образует продолжение Чагай-Кандагарского (Тарнакского) и, как мы увидим в главе VII, его восточным продолжением служит, в свою очередь, Ладахский вулкано-плутонический пояс в тылу Гималаев.

К югу от Главного мантийного надвига, сопровождаемого клиппами офиолитов, расположена зона Хазары, сложенная интенсивно деформированной и метаморфизованной сланцевой толщей докембрийско-палеозойского возраста. На юге этой зоны прослеживается продолжение Панджальского надвига Гималаев Кашмира, который на западе сопрягается со сдвигом Сароби, отсекая от северной части зоны, сложенной докембрием, ее южную подзону, образованную практически неметаморфизованным палеозоем, мезозоем и палеоген-миоценом. Эта последняя подзона по надвигу Марри — западному продолжению Главного пограничного надвига Гималаев, надвинута на плио-плейстоценовые молассы Потварского передового прогиба (в рельефе — плато) — связующего

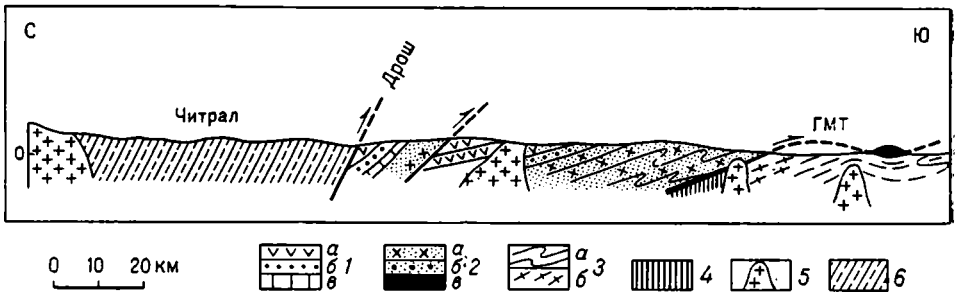


Рис. 65. Геологический профиль через Кохистанскую шовную зону по долине р. Дир (по Х. Тахирхели и др.).

1—2 — разрез Кохистана: *1* — *а* — вулканиты (в основном известково-щелочные), *б* — осадки (K_2?), *в* — известняки; *2* — *а* — габбро и метагаббро+диориты, *б* — амфиболиты и роговообманковые гнейсы, *в* — ультрамафиты и пироксениты; *3* — сланцевая группа Бунер/Нижний Сват (складчатый палеозой): *а* — сланцы и слюдяные сланцы, с кливажем и сланцеватостью, *б* — ортогнейсы; *4* — голубосланцевый метаморфизм высокого давления; *5* — граниты; *6* — отложения зоны Восточного Гиндукуша; ГМТ — Главный мантийный надвиг

звена между передовыми прогибами Сулейман-Киртарской системы и Гималаев. Приподнятым внешним краем Потварского прогиба является Соляной кряж, надвинутый уже на Индостанскую платформу. Общей поверхностью срыва для потварских молосс и подстилающих отложений Соляного кряжа служила соленосная толща венда.

5. Основные этапы развития

Добайкальский (раннедокембрийский) этап. Присутствие на современной площади Центральноазиатского отрезка Средиземноморского пояса целого ряда выступов (блоков) кристаллического фундамента с доказанным (Юго-Западный Памир, Высокие Гималаи, Каратегин на северной периферии пояса) или уверенно предполагаемым раннедокембрийским, в основном архейским возрастом позволяет считать, что Средиземноморский пояс образовался на этом отрезке, как и западнее, в результате дробления и раздвига массива древней континентальной коры объединявшего Восточно-Европейский, Африкано-Аравийский и Индостанский кратоны [Карапетов, 1979; Хаин,1970]. По данным С. С. Карапетова, устанавливается определенное сходство состава и строения раннедокембрийских глыб: в них обычно различается два комплекса — нижний, преимущественно гнейсовый или гранито-гнейсовый, и верхний, преимущественно сланцевый с участием кварцитов, мраморов, амфиболитов. Нижний комплекс метаморфизован в амфиболитовой, частично гранулитовой фации, верхний — в эпидот-амфиболитовой. Большая часть этих пород имеет, очевидно, первично-осадочное происхождение (есть и исключения — хорогская свита Юго-Западного Памира, см. выше). Интрузивные образования представлены небольшими телами гранито-гнейсов, плагиогранитов, габбро, амфиболитов и др., в основном раннепротерозойского возраста. Для структуры раннедокембрийского фундамента наиболее характерно, по-видимому, развитие гранито-гнейсовых куполов, наложившихся на гораздо более сложную первичную структуру и ее вторично деформировавших.

Байкальский этап. Наряду с раннедокембрийскими кристаллическими толщами, в рассматриваемом регионе не меньшим распространением пользуются метаморфизованные, преимущественно в зеленосланцевой, реже в амфиболитовой фации верхнепротерозойские, рифейские образования, несогласно перекрытые вендом — кембрием, нередко уже представляющие осадочный чехол. Мы не располагаем пока более точной, чем рифейская, датировкой этих зеленосланцевых комплексов. По аналогии с другими отрезками Средиземноморского пояса, это может быть средний и верхний или только верхний рифей. По первичному составу и формационной природе байкальский комплекс существенно

отличается от раннедокембрийского; он включает, как это можно видеть на примере свиты Айнак в районе Кабула [Чернов, Финогенов, 1980][1] или чешуй на стыке Юго-Восточного Памира с Рушанско-Пшартской зоной, меланократовые магматиты, возможно, относящиеся к метаофиолитовой ассоциации; в Кабульском районе они затронуты глаукофановым метаморфизмом.

В современной структуре региона полосы развития зеленосланцевого комплекса чередуются с полосами выходов раннедокембрийских образований; в пределах региона выделяется четыре таких полосы. Зеленосланцевый комплекс несет следы более интенсивных и менее глубинных деформаций; как доказывает С. С. Карапетов, он везде находится в тектоническом контакте с ранним докембрием, и там, где перекрывает его по пологой, даже субгоризонтальной поверхности.

Все эти соотношения могут быть истолкованы следующим образом. Где-то в середине или даже к концу рифея Центральноазиатский участок среднедокембрийского мегаконтинента подвергся дроблению и раздвигу с образованием «океанских зияний» и обособлением между ними микроконтинентов. Последние не обязательно должны были представлять сплошные полосы, а могли располагаться кулисообразно. «Океанские зияния», т. е. пространства с корой океанского или субокеанского типа превратились в байкальские эвгеосинклинали и замкнулись к венду, испытав складчато-надвиговые деформации, умеренный метаморфизм и гранитизацию. Новообразованная байкальская континентальная кора, спаявшая более древние континентальные глыбы, вероятно, не была вполне зрелой, так как калиевые граниты байкальского возраста в регионе не известны. Первичная ширина байкальских эвгеосинклиналей была, очевидно, значительно (не менее, чем в три раза) больше современной ширины полос развития байкальского комплекса, претерпев сильное сужение в процессе тектонического скучивания.

Возникшая к венду эпибайкальская платформа первоначально, вероятно, вновь спаяла расположенные севернее и южнее крупные континентальные глыбы (древние платформы), но в начале палеозоя отчленилась от северного континента в связи с заложением геосинклинальной системы Западного Гиндукуша — Северного Памира — Куньлуня.

Каледоно-раннегерцинский этап (венд — ранний и средний палеозой). На этом этапе рассматриваемый регион входил в состав эпибайкальской северной периферии Гондваны [Пашков, Швольман, 1979] или перигондванской эпибайкальской платформы [Хаин, 1970; Белов, 1979]. Это подтверждается отсутствием послебайкальских, но допозднепалеозойских офиолитов к югу от границы между Северным и Центральным Памиром (непосредственно севернее этой границы, в так называемой Ишибулакской зоне С. С. Карапетовым (1979) предполагается развитие нижнепалеозойских офиолитов), вплоть до Индостанского кратона. По данным французских исследователей [H. et G. Termier, 1977], фауна карбона и перми Центрального Афганистана носит гондванский характер; для нижней перми то же отмечает Э. Я. Левен [Левен и др., 1975]. О принадлежности всего региона Гондване говорят и палеомагнитные данные по Ирану, Афганистану и Пакистану [Geodynamics of Pakistan, 1979), но им противоречат определения для девона по району Читрала в Пакистане; их интерпретация является, впрочем, спорной.

В течение венда, раннего и среднего палеозоя до начала карбона в регионе преобладало шельфовое карбонатонакопление, с подчиненным участием обломочных пород. Оно было прервано в ордовике, на Центральном Памире среднем и позднем ордовике появлением мощной терригенной толщи — свидетельством оживления поднятий, скорее всего в пределах самой платформы (раннедокембрийские массивы?). Обстановка начинает более серьезно изменяться в карбоне, когда, в частности на

[1] Точнее, речь должна идти о средней части свиты Айнак, которая на ее низы может налегать тектонически.

Центральном Памире, появляются граувакки, глинистые сланцы, островодужные вулканиты сарезской серии. Однако южнее в карбоне и низах перми, как и ранее в девоне, были еще распространены известняки.

Позднегерцинский и киммерийский этапы (поздний палеозой — ранний мел). Период с конца палеозоя до начала мела явился периодом весьма активного развития региона, завершившимся горообразованием. Начало этого периода совпало со становлением на его северной периферии складчатой горной системы Северного Афганистана, Северного Памира и Куньлуня и воссоединением Афгано-Памиро-Тибетского выступа Гондваны с северным континентом; на Северном Памире океанский бассейн замкнулся к середине перми [Леван и др., 1975]. Вскоре после этого началось раскалывание континентальной коры на севере Центрального Афганистана, на границе Центрального и Южного Памира, и, видимо, в Центральном Тибете. Возник глубоководный бассейн типа окраинного моря с осевой зоной новообразованной океанской коры, протягивавшейся через Фарахрудский прогиб в Афганистане [Карапетов и др., 1975; Sengör, 1979], Рушанско-Пшартскую зону, вернее, между ней и Южным Памиром [Пашков, Швольман, 1979] и зону Сунпан — Гангзе — Сицзян в Северном Тибете [Stöcklin, 1979]. Офиолиты Фарахрудской зоны, точнее ее Варазской подзоны, имеют досредне- или позднетриасовый возраст [Blaise et al., 1978]. В Рушанско-Пшартской зоне базальтоидный вулканизм стал проявляться с конца перми; тогда же здесь появляются глубоководные осадки, включая радиоляриты. Очевидно, конец перми, ранний и средний триас были временем наиболее энергичного расширения этого бассейна. На его южном склоне накапливалась мощная терригенная «черносланцевая» формация Восточного Гиндукуша, Южного Памира и Каракорума.

В позднем триасе как в Фарахрудской зоне, так и на Центральном и Юго-Восточном Памире накапливается терригенный флиш, в Афганистане с олистолитами офиолитов и пермотриасовых известняков смежной с юга более устойчивой зоны. Это указывает на усиление поднятия периферических зон, за которым в самом конце триаса и начале юры последовала раннекиммерийская эпоха общего сжатия и скучивания с образованием по северной периферии Афгано-Памиро-Тибетского бассейна, очевидно в условиях активной окраины андского типа, мощного вулкано-плутонического пояса (на Северном Памире и Тибете магматизм носил исключительно интрузивный характер). В меньшем масштабе гранитоидный магматизм проявился в Рушанско-Пшартской зоне; очевидно, сейсмофокальная поверхность выходила на дно бассейна к югу от этой зоны. Но раннекиммерийские деформации охватили и более южные районы — Юго-Восточный Памир и северную зону Каракорума.

Раннекиммерийский импульс сжатия сменился в юре новым расширением и углублением бассейна. В Фарахрудском прогибе возобновилось накопление флиша, в Рушанско-Пшартской зоне Памира — кремнисто-граувакковой, а затем кремнисто-глинистой формации с олистолитами известняков S, D, P. В обрамлении этих прогибов, как в северном, так и в южном, терригенные толщи замещаются карбонатными, шельфовыми, в том числе рифовыми, распространенными на юге в Центрально-Афганском и Кабульском блоках, в Каракоруме, и общими с Тетис-Гималаями («известняки Киото» T_3—J_1), что еще раз подчеркивает перигондванский характер этой окраины. Однако уже в позднем триасе по данным для района Хоста [Tapponnier ef al., 1981] и верховьев Инда [Bassoullet et al., 1978] можно предполагать начало раскрытия нового, более южного бассейна с океанской корой, продолжающего к востоку в Загросский и простирающегося через Макран и Белуджистан и смежные районы Афганистана в Кохистан и далее в верховья Инда и Цангпо (см. главу VII). После раннекиммерийского диастрофизма на севере региона к этому бассейну перешла роль главной оси Тетиса, в то время как Афгано-Памиро-Тибетский бассейн превратился в окраинный.

Окончательное замыкание этого последнего бассейна относится к началу мела, к позднекиммерийской тектоно-магматической эпохе. В это время произошла коллизия Центрально-Афганского (с Кабульским блоком) и Памиро-Бадахшанского (с восточногиндукушской и каракорумской южной окраиной) микроконтинентов с южным краем Евразийской плиты. В приповерхностной части коры преобладало общее смещение масс к югу, в связи с поддвигом микроконтинентов под Евразийскую плиту. Скучивание вызвало образование гористого рельефа, отраженного в грубообломочном составе нижнемеловых отложений. К середине мела возник мощный пояс гранитоидных плутонов, протянувшийся из Центрального Афганистана в Нуристан, Восточный Гиндукуш и Памир. Этот пояс был обязан, очевидно, зоне субдукции вдоль юго-западной периферии Центрального Афганистана, Восточного Гиндукуша и Каракорума. Несколько южнее этой материковой окраины, частично на симатическом, частично на сиалическом (микроконтинентальном) основании возникла вулканическая дуга Чагай — Кандагар — Кохистан с продолжением на восток в Трансгималаи (Ладах — см. главу VII). От Евразийской плиты, нарастившейся более северной полосой микроконтинентов, вулканическая дуга первоначально отделялась, очевидно, окраинным морем. К началу палеогена этот бассейн замкнулся, и Чагай-Кохистанская дуга нарастила Евразийскую плиту, превратившись в вулкано-плутонический пояс андского типа. Магматическая деятельность в палеогене проявилась в довольно далеком тылу этой дуги— от Фарахрудской зоны и даже Бадхыза на юге Туранской плиты до Центрального Памира и Каракорума. Этому здесь предшествовало заметное снижение тектонической активности во второй половине позднего мела и раннем палеоцене, фиксируемое по смене грубообломочных континентальных отложений тонкообломочными и карбонатными, лагунно-морскими.

На рубеже мела и палеогена началась обдукция океанской коры (офиолиты) на северо-западную окраину Индостанской платформы в современной Внутренней зоне Белуджистанской складчатой системы с образованием здесь невулканической островной дуги. Обдукция в противоположном направлении вероятна по юго-восточной окраине Центрально-Афганского массива, а в том же, т. е. восточном направлении проявилась в пределах Кабульского блока (Логарский массив). Остаточный океанского типа бассейн между Индостанской платформой и Центральным Афганистаном (включая Кабульский блок) стал заполняться в палеогене мощной толщей терригенного флиша; аналогичные образования получили распространение и в Макранской зоне, где они принадлежали уже окраине Аравийского бассейна Индийского океана, с активными проявлениями субдукции под континент. Эта субдукция и сопутствующие ей деформации закончились в северной части Катаваз-ского прогиба к позднему олигоцену; в Макранской зоне флишенакопление продолжалось в миоцене, и лишь к началу плиоцена она нарастила континент и по южной периферии была несогласно перекрыта молассой. В плиоцене — квартере субдукция продолжается уже вдоль подводной окраины Макранского побережья, а в ее тылу возникла молодая Белуджистанская наземная вулканическая дуга.

Между тем на востоке региона, в районе Хазары и в Сулейман-Киртаре, уже в конце эоцена произошло столкновение Индостанского обломка Гондваны с южной окраиной Евразийской плиты. Оно привело к осушению Белуджистанской системы и к образованию перед ее фронтом зоны передовых прогибов, от Карачинского до Потварского. Но только в конце плиоцена Внешняя зона Белуджистанской системы вместе с внутренними бортами передовых прогибов и прибрежной полосой Макрана была вовлечена в складчатые деформации в связи с поддвигом Индостанской плиты, включая ее океанскую часть.

Северные районы области, принадлежавшие с мела Евразийской плите, в связи с коллизией континентов стали испытывать с олигоцена

все возрастающее поднятие. На Памире оно сопровождалось [Швольман, 1977, 1980] движением шарьяжей в северном направлении, обратном их перемещению в позднекиммерийскую эпоху. Вероятно, тот же молодой возраст имеет надвигание Центрально-Афганского массива на Фарахрудскую зону (первично картина могла быть и здесь обратной). Но по северной периферии Центрального Афганистана, включая Фарахрудскую зону, надвигание шло к югу, сопровождаясь образованием крупных гравитационных шарьяжей.

Наиболее далекое продвижение Индостанской плиты к северу против Памира обусловило на новейшем этапе образование Афгано-Памирской и Памиро-Каракорумской сдвиговых систем и в соответствии с представлениями П. Молнара и П. Тапонье [Molnar, Tapponnier, 1975] отжимание Центрально-Афганского и Тибетского блоков к западу (первично — по Гератскому сдвигу) и к востоку. Перемещение блоков сопровождалось их растяжением в широтном направлении с образованием разрывов и проявлениями вдоль них вулканизма (в частности, Деште-Навар в Афганистане).

Горизонтальные смещения к северу и югу должны протекать дифференцированно на разных уровнях в литосфере с образованием субгоризонтальных поверхностей срыва (отслаивания) вдоль границ раздела отдельных ее слоев [Трифонов, 1980; Geodynamics of Pakistan, 1979; Tapponnier et al., 1981]. Именно этим объясняется сложное распределение сейсмических очагов в пересечениях через Гиндукуш, Памир и северо-западные Гималаи с широкой зоной коровых землетрясений (срыв по поверхности Мохо) и противоположным наклоном более глубокой сейсмофокальной поверхности по обе стороны Памиро-Афганского сдвига. Кора, а отчасти и литосферная часть мантии выжимались вверх и в стороны при сближении и встречном погружении основных пластин литосферной мантии.

6. Некоторые выводы и проблемы

Рассмотренный выше сегмент альпийского (киммерийско-альпийского) пояса занимает центральное положение в структуре Азиатского материка и в нем как бы сфокусирован ряд важнейших проблем, касающихся общей эволюции пояса и соотношений ограничивающих его плит на разных этапах. Только в последние годы наметилось принципиальное решение главной из этих проблем — общей направленности этой эволюции. Выяснилось, что после разделения Мегагеи в конце докембрия на суперконтинент Гондваны и континенты Европы (Восточной), Сибири и Китая дальнейшее развитие заключалось в последовательном откалывании от Гондваны микроконтинентов, их дрейфе в сторону северных континентов и аккреции океанской и субокеанской коры с нарастившим ее вулканогенно-осадочным чехлом промежуточных зон раздвигов. Более или менее одновременно с замыканием одних зон раздвигов происходило образование новых, более южных, и так совершалась скачкообразная миграция геосинклинального процесса и завершавших его деформаций (скучивания), метаморфизма и гранитизации в южном направлении.

В конкретном выражении это выглядит следующим образом. В позднем палеозое в итоге герцинского диастрофизма оформилось северное ограничение пояса, представленное южной окраиной Евразийской плиты, включившей Европейский, Сибирский и Китайский кратоны. Эта окраина была выражена в регионе зонами Северного Гиндукуша, Бадахшана и Памира. Примерно одновременно с ее оформлением, подчеркнутым образованием краевого вулкано-плутонического пояса андского типа, началось раскрытие Фарахрудско-Центральнопамирского бассейна с океанской корой — пермо-триасового Тетиса (Мезотетиса). Расширению этого бассейна положила конец раннекиммерийская эпоха диа-

строфизма в конце триаса — начале юры, с которой совпало раскрытие нового, более южного бассейна океанского типа, охватывавшего Макран, юго-восточный Афганистан, Белуджистан и продолжавшегося в Кохистан и южный Тибет. Северный бассейн испытал первый импульс сжатия с обдукцией офиолитов в конце мела — самом начале палеогена, а полное замыкание в конце эоцена — олигоцене, и лишь в Макране продолжалась и продолжается субдукция океанской коры Оманского залива и Аравийского моря. Развитие остальной площади региона в олигоцене — квартере определялось коллизией континентальных плит Индостана и Евразии с выжиманием вверх и отжиманием в стороны промежуточных микроплит и разделяющих (и одновременно спаивающих) их шовных зон. Центростремительному в направлении главного шва Индостан — Евразия движению масс литосферной мантии на глубине противостоит центробежное с надвиганием в обе стороны в полосе Памир — Хазара, выдвинутой вдоль сдвигов наиболее далеко к северу (Памиро-Пенджабский синтаксис), перемещение коровых масс. Сейсмическая активность указывает на современное продолжение этого процесса.

Такова общая картина эволюция области, многие и важные детали которой остаются еще спорными. К ним относятся время заложения (возраст офиолитов), предельная ширина и начало замыкания бассейнов с корой океанского типа, конфигурация этих бассейнов, микроконтинентов и островных дуг, амплитуды шарьяжей и многие другие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амурский Г. И. Урало-Оманский линеамент и его роль в региональной структуре Средней Азии. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 87—100.

Вихтер Б. Я., Еременко Г. К., Чмырев В. М., Абдулла Д. Плиоцен-четвертичный вулканизм Афганистана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9, с. 29—42.

Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А. Очерк геологии Пакистана. М., Недра, 1971. 168 с.

Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. М., Недра, 1980.

Горячев А. В. О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 56—71.

Левен Э. Я., Пашков Б. Р., Мирзод С. Х. Пермские отложения Афганистана. — Бюлл. МОИП. Сер. геол., 1975, т. 60, вып. 5, с. 8—27.

Карапетов С. С. Ранний докембрий и его положение в структурах юга Средней Азии. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 64—76.

Карапетов С. С., Сонин И. И., Хаин В. Е. Некоторые основные особенности структуры и развития Афгано-Памирского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 3, с. 38—46.

Невретдинов Э. С. Еще раз к вопросу о Логарском массиве. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1981, № 11, с. 132—138.

Сборщиков И. М. Тектоника Афганистана и проблемы структурной эволюции альпийского пояса. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 58—73.

Сборщиков И. М., Сонин И. И. Тектоническая позиция офиолитов Афганистана. — Изв. вузов. Сер. Геол. и разв., 1977, № 11, с. 58—68.

Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., Недра, 1976.

Феногенов А. Н., Чернов В. Г. Контактовый метаморфизм вмещающих пород Логарского альпийского гипербазитового массива в Афганистане. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 85—94.

Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2, с. 36—72.

Чернов В. Г., Феногенов А. Н. Основные черты строения свит Лой-Хвар и Айнак в Кабульской зоне Афганистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, вып. 4, с. 46—48.

Bassoullet J.-P., Colchen M., Guex I. et al. Permien terminal neritique, Scythien pelagique et volcanisme sous-marin, indices de processus tectonosedimentaires distensifs a la limite Permien-Trias dans le bloc exotique de la suture de l'Indus (Himalaya de Ladakh). — C. R. Acad. Sci. Paris, 1978, t. 287, D, p. 675—678.

Beun N., Bordet P., Carbonnel J.—P. — Premieres donnees quantitatives relatives au coulissage du decrochement de Chaman (Afghanistan du Sud-Est). CR Ac. Sci., 1979, v. D288, N 11, p. 931—934.

Blaise J., Bordet P., Carbonnel J. P., Montenat T. C. Flyschs et ophiolites dans la region de Panjaw: une suture neocimmerienne en Afghanistan Central. — Bull. Soc. geol. Fr., 1978, N 5, p. 795—798.

Cassaigneau C. Contribution a l'edude des sutures Inde-Eurasie la zone de suture de Khost (SE Afghanistan). These, Montpellier, 1979.

Farhoudi G., Karig D. E. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. — Geology, 1977, v. 5, p. 664—668.

Gansser A. The significance of the Himalayan suture Zone. — Tectonophys., 1980, v. 62, p. 37—52.

Geodynamics of Pakistan (ed. A. Farah a. K. A. De Jong), Quetta Covt. Printing Office, 1979.

Mattauer M., Proust F., Tapponnier P., Cassaigneau Chr. Ophiolites, obductions et tectonique globale dans l'est de l'Afghanistan. — C. R. Acad. sci., 1978, D287, N 11, p. 983—985.

Mennessier G. Stratigraphie, tectonique et evolution tectonique du fosse de Kaboul (Afghanistan). Mem. h. s. Soc. geol. Fr., 1977, N 8, p. 153—168.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. — Science, 1975, v. 189, p. 419—426.

Reconnaissance geology of part of West Pakistan. Toronto, 1961.

Sengör A. M. C. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. — Nature, 1979, v. 279, p. 590—593.

Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mem. h. s. Soc. geol. Fr., 1977, N 8, p. 198—207.

Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C. Mesozoic ophiolites, sutures and large scale tectonic movements in Afghanistan. — Earth Planet. Sci. Lett., 1981, v. 52, N 2, p. 355—371.

Termier H., Termier G. Position entre Gondwana et Tethys des provinces afghanes au Carbonifere et au Permien. — Mem. h. s. Soc. geol. Fr., 1977, N 8, p. 309—324.

Wolfart R., Wittekindt H. Geologie von Afghanistan. B., Borntraeger, 1980.

Памир

Белоусов В. В., Беляевский Н. А., Борисов А. А. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11—27.

Винниченко Г. П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе, Дониш, 1979.

Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Палеозойская тектоническая зональность Памира. — Сов. геология, 1979, № 12, с. 56—68.

Геология СССР (Памир). т. XXIV. Геологическое описание, 1959.

Пашков Б. Р., Пыжьянов И. В., Белов А. А. Палеозойские отложения автохтонных и покровных масс Центрального Памира. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 93—105.

Пашков Б. Р., Швольман В. А., Рифтогенная окраина Тетиса на Памире. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 42—57.

Расчленение стратиграфицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1976.

Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., Наука, 1968.

Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм формирования сорванных покровов. М., Наука, 1971.

Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., Наука, 1977.

Швольман В. А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 72—81.

Buchroithner M. F. An outline of the geology of the Afghan—Pamirs. — Tectonophys., 1980, v. 62, N 1—2, p. 13—35.

Глава VII

ГИМАЛАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА И ТИБЕТ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

В этой главе пойдет речь о величайшей горной системе мира — Гималаях и о высочайшем нагорье — Тибете, расположенном к северу от Гималаев и к югу от Куньлуня. На западе этот регион ограничен Памиро-Каракорумской системой сдвигов и разломами, отделяющими Хазару и Потвар от Гималаев и Предгималайского прогиба. Граница с Куньлунем выражена крупным тектоническим швом, далее к востоку продолжающимся вдоль подножья Циньлиня. С Индостанской древней платформой Гималаи сопрягаются через Предгималайский прогиб, в своей видимой части наложенный на эту платформу. На востоке естественным ограничением региона служат надвиги на западной границе Южно-Китайской платформы. На юго-востоке структуры Тибета в широком понимании, т. е. включая Цинхай, продолжаются в центральном и восточном Индокитае, а Гималайская система приходит в торцевое сочленение с Индо-Бирманской системой, существенно от нее отличающейся (рис. 66).

Гималаи имеют протяжение в 2400 км и на большей его части достигают высоты 7—8 км и более. Ширина их вместе с Предгималайским прогибом и вплоть до офиолитового шва Инда-Цангпо (Брахмапутры) составляет в среднем 700 км. В целом Гималаи образуют выпуклую к югу дугу. Тибетское нагорье обладает примерно той же протяженностью и шириной, но имеет в плане миндалевидную форму и

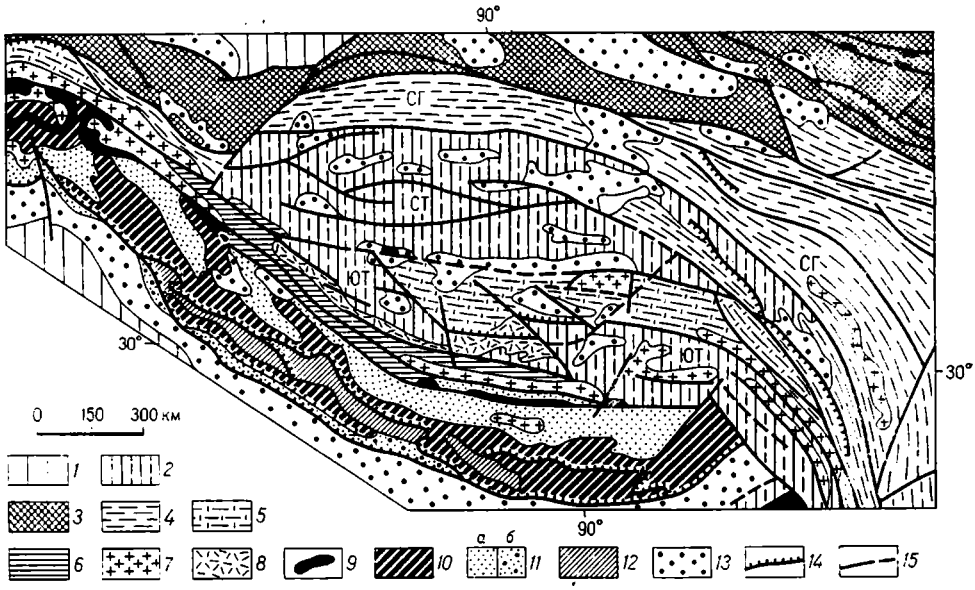


Рис. 66. Тектоническая схема Гималаев и Тибета (по Международной тектонической карте Мира масштаба 1 : 15 000 000).

1 — континентальные платформы; *2* — срединные массивы; *3* — герциниды и каледониды Куньлуня и Наньшаня; *4* — ранние киммериды; *5* — поздние киммериды; *6* — внутренние зоны альпид; *7* — мезозойские и кайнозойские граниты, *8* — позднемеловые — раннепалеогеновые вулканиты; *9* — офиолиты; *10* — древние метаморфические комплексы в альпийской структуре (Гималаи); *11* — внешние зоны альпид: (*а* — Тетис-Гималаи; *б* — Низкие Гималаи); *12* — рифей и нижний палеозой Низких Гималаев; *13* — молассы и мезозойско-кайнозойский чехол Тибета, Куньлуня, Наньшаня; *14* — надвиги; *15* — сдвиги. СГ — зона Сунпан-Гандзи, СГ — Северо-Тибетский массив, ЮТ — Южно-Тибетский массив (Лхаса)

среднюю высоту порядка 5 км. На северо-востоке к нему примыкает область верховий Хуанхэ и Янцзы — складчатая система Сунпан-Гандзе раннекиммерийского (индосинийского) возраста.

Тектоническая природа Тибета долгое время оставалась неясной. Традиционный взгляд, навеянный геоморфологией, состоял в том, что Тибет представляет собой крупный срединный массив с докембрийским фундаментом, аналогичный Таримскому массиву. Этот взгляд нашел отражение на Тектонической карте Евразии под редакцией А. Л. Яншина. В дальнейшем, когда появились сведения о выходах на Тибете складчатых палеозойских и мезозойских образований, исследователи начали склоняться к мнению об отсутствии в пределах Тибета докембрийского массива. К настоящему времени китайские геологи опубликовали ряд материалов по Тибету, а американские и западно-европейские геологи поделились своими впечатлениями от экскурсий в этой области [Notes on the geology of Tibet..., 1980[1]; Shackleton, 1981]. В свете этих новых данных становится очевидным, что значительная часть Тибета все же подстилается древним кристаллическим фундаментом. Однако вместо одного срединного массива здесь приходится выделить два массива: Северо-Тибетский и Южно-Тибетский, разделенные складчатой геосинклинальной зоной, имеющие в сумме меньшую площадь, чем ранее рисовавшийся срединный массив. Вместе с тем осадочные чехлы этих массивов оказываются весьма мощными и деформированными, хотя масштаб деформаций не выходит, видимо, за пределы испытанных, скажем, чехлом Южно-Китайской платформы.

Гималаи изучались английскими геологами, работавшими в Индии, и к ним затем присоединились индийские (Д. Н. Вадиа и др.) и швейцарские (Арн. Гейм, А. Гансер) исследователи. После завоевания Индией независимости геологические исследования в Гималаях усилились: ими стал заниматься специально созданный Институт геологии Гималаев им. Вадиа, а также Гималайский отдел Геологической службы; регулярно проводятся симпозиумы по геологии Гималаев. Со стороны северного склона Гималаи изучаются китайскими экспедициями, в частности и район Джомолунгмы (Эвереста). Гималаи продолжают оставаться объектом интенсивного интереса со стороны геологов ряда европейских стран, а также Японии. Некоторый вклад в изучение Гималаев внесли и советские геологи, работавшие в Индии (Н. А. Еременко, Г. Д. Ажгирей и др.). Классический сводный труд «Геология Гималаев» принадлежит швейцарскому геологу А. Гансеру и издан в русском переводе [Гансер, 1967].

Изучение северных склонов Гималаев китайскими геологами нашло отражение в новейших сводках по тектонике КНР [Huang, 1978; Chen Guoda et al., 1975; On tectonic systems, 1976].

Гималаи и Тибет в целом привлекают к себе огромный интерес как предполагаемая область коллизии Индостанской и Евразийской плит и, вместе с тем, как область, связывающая мезозойские и кайнозойские складчатые сооружения собственно Средиземноморского пояса с одновозрастными сооружениями Юго-Восточной Азии — Индокитая и Индонезии. Анализу этих соотношений посвящен уже ряд обобщающих работ [Gansser, 1980; Mitchell, 1981; Stöcklin, 1980].

Изучение проблемы коллизии Индостана и Евразии показало, что она не может решиться лишь в плане взаимодействия двух названных крупных литосферных плит и что между ними в палеозое и мезозое существовал ряд более мелких структур, вопрос о принадлежности которых к Гондване или Евразии является спорным. Другой предмет дискуссии — сам механизм коллизии и имевшего при этом место утолщения коры Гималаев и Тибета до ее экстремальных значений.

---

[1] Автор пользуется случаем поблагодарить д-ра А. В. Балли за копию этого отчета.

2. Гималайская складчатая система

Гималайская складчатая, вернее складчато-покровная, система (средние высоты 6000 м) протягивается почти в широтном направлении, образуя полого выпуклую к югу дугу. На севере Гималайская система по крупному разлому граничит с Каракорумом (на северо-западе) и Тибетской глыбой, в южной части которой часто выделяют Трансгималайскую зону. На юге под нее погружается древняя Индостанская платформа. На западе Гималаи заканчиваются горным массивом Нанга-Парбат (8125 м), в районе которого эта складчатая система, смыкаясь с системой Хазары, испытывает крайне своеобразный петлеобразный поворот, известный как Джеламский синтаксис, по р. Джелам, левому притоку Инда, которая течет вдоль его оси. На востоке Гималайский хребет завершает пик Намча-Барва (7756 м); здесь складчатая система также испытывает резкий поворот, по-видимому, осложненный разломом северо-восточного простирания, и как бы упирается (торцовое сочленение?) в Индо-Бирманские цепи, уходящие северо-западнее в Тибет. Две великие азиатские реки — Инд и Брахмапутра (Цангпо) огибают эти окончания Гималаев и устремляются в своих верховьях навстречу друг другу, обходя хребет с тыла, вдоль его сочленения с Тибетом (рис. 67).

Несмотря на большой объем исследований, многие вопросы геологии Гималаев остаются еще неясными и спорными, хотя главные черты строения и особенно истории и механизма формирования этой системы следует считать достаточно твердо установленными. К ним относится прежде всего покровное строение всей системы; Гималаи являются не менее типичным нагромождением шарьяжей, чем Альпы или Скандинавские каледониды. Движение шарьяжей в общем было направлено к югу, в сторону Индостанской платформы, и лишь на границе с Тибетом наблюдается надвигание в противоположную сторону. Далее Гималайская система обладает четкой и выдержанной поперечной зональностью; в ней с юга на север выделяют: 1) Субгималайскую зону, передовой прогиб, заполненный неогеновой, в основном плиоценовой сиваликской молассой, 2) зону Низких Гималаев, состоящую из ряда покровов, сложенных мощным эпизонально метаморфизованным верхним докембрием, а также скудно фаунистически охарактеризованными палеозоем и мезозоем с останцами эоцена; эта зона надвинута на Субгималайскую вдоль Главного пограничного надвига (ГПН) и в свою очередь перекрыта следующей с севера зоной по Главному Центральному надвигу (ГЦН), 3) зону Высоких Гималаев, совпадающую с Главным хребтом и образованную в основном комплексом кристаллических сланцев и гнейсов докембрийского возраста, а также молодыми неогеновыми гранитоидами, 4) зону Тибетских или Тетис-Гималаев, на северном склоне Главного хребта — полосу развития мощной толщи палеозойских и мезозойских, до эоцена включительно осадков открытого эпиконтинентального бассейна с Тетисом; зоны 3 и 4 нередко объединяют в одну, под тем или другим названием (что неправильно — см. ниже); 5) офиолитовую зону Инда с вероятным продолжением в верховья Брахмапутры — зону развития эвгеосинклинального мезозоя и, возможно, верхнего палеозоя.

Помимо поперечной зональности, Гималаи, как и все складчатые системы, обнаруживают, правда, не очень отчетливое продольное членение, в соответствии с которым их подразделяют на Гималаи Пенджаба (или Кашмира), Кумаонские Гималаи, Непальские Гималаи, Гималаи Сиккима и Бутана, Северо-Восточные (Ассамские) Гималаи; последние остаются пока наименее изученными (рис. 68).

Предгималайский прогиб (Субгималайская зона) сопровождает Гималаи почти на всем протяжении, лишь на небольшом участке в Непале, в междуречье Тиста — Райдак слагающая его сиваликская молосса исчезает с поверхности, очевидно, вследствие перекрытия по надви-

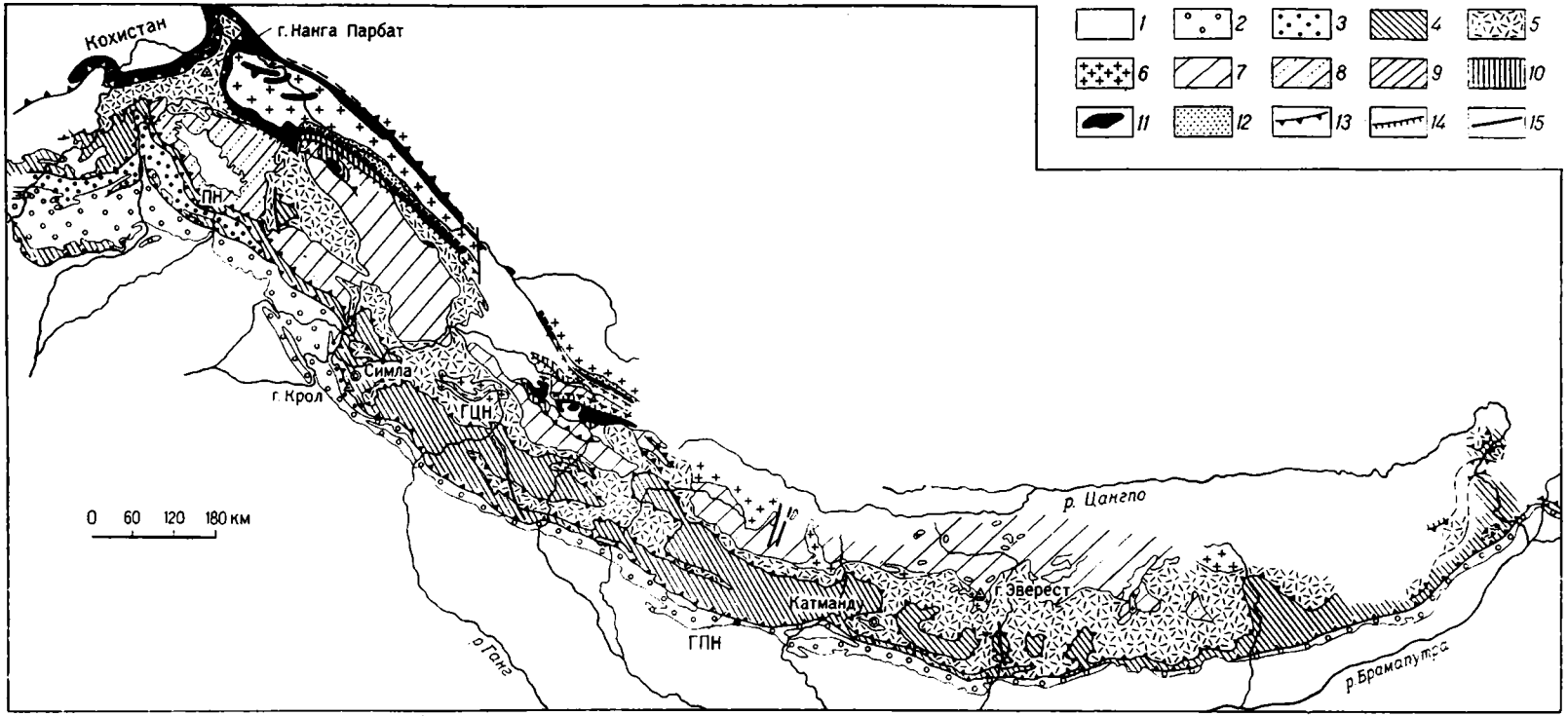


Рис. 67. Тектоническая схема Гималаев (по Геолого-тектонической карте Гималаев масштаба 1 : 2 000 000 под редакцией Г. Фукса, 1981).

1—2 — Предгималайский прогиб; *1* — Сивалик (верхняя молосса), *2* — Марри — нижняя моласса; *3* — зона Низких Гималаев и домолассовый комплекс Соляного кряжа; *4* — кристаллические покровы Верхних Гималаев; *5* — альпийские гранитоиды; *6* — Тетис-Гималаи; *7* — аналоги отложений Тетис-Гималаев в синклинориях Кашмира, Чамба, Катманду и др.; *8* — триас — юра северного Занскара; *9* — флиш Ламаюри (Т—К) и мел — эоцен северного Занскара; *10* — серия Драс, флиш Инда (К—Р) и вулканиты Шиок; *11* — офиолиты, *12* — моласса Инда; *13* — главные надвиги; *14* — обратные надвиги (ретрошарьяж), *15* — прочие разломы; надвиги: ГЦН — Главный центральный, ГПН — Главный пограничный, ПН — Панджальский

гу зоной Низких Гималаев. Это перекрытие, причем в еще большем масштабе, наблюдается и на крайнем востоке, в долине Брахмапутры (холмы Мишми), где кристаллический комплекс зоны Высоких Гималаев приходит в контакт с новейшим аллювием Брахмапутры.

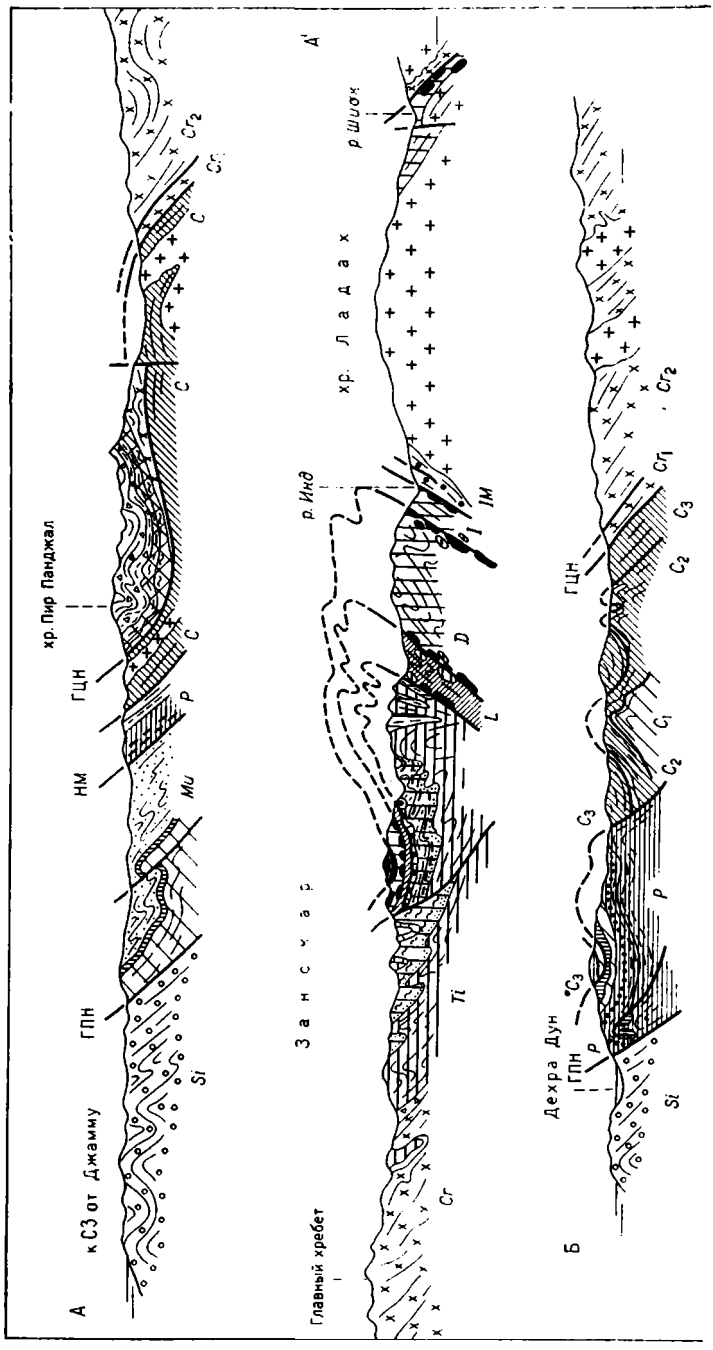
Выполняющая прогиб сиваликская серия представляет собой континентальную, озерно-речную молассу с закономерным погружением состава кверху — от глин и песчаников до конгломератов, довольно сильно уплотненную мощностью до 2,5—3 км. Возраст ее от позднего миоцена до раннего плейстоцена. На юге основание молассы ложится на полого погружающуюся к Гималаям поверхность кристаллического фундамента Индостанской платформы, местами перекрытого виндийской серией рифея.

Структура сиваликской серии закономерно усложняется по мере приближения к ГПР: полоса пологих складок сменяется полосой более узких антиклиналей, осложненных взбросо-надвигами и разделенных широкими плоскими синклиналями и далее полосой сильно сжатых, опрокинутых к югу складок и надвигов, т. е. фактически зоной чешуй. Поверхность ГПН наклонена на востоке под углом от 30° до 45° к северу, к западу наклон этот близ поверхности становится более крутым, но бурение показало, что надвиг выполаживается с глубиной.

На крайнем западе в Джеламском синтаксисе на сиваликскую молассу по ГПН надвинута нижне-среднемиоценовая серия Марри, пестроцветная песчано-алеврито-глинистая нижняя моласса лагунного происхождения мощностью около 2 км. Далее к востоку она исчезает под надвигом зоны Низких Гималаев и более не появляется; думается, что это не столько следствие естественного выклинивания, сколько результат тектонического перекрытия. И вообще, надо полагать, что большая часть Предгималайского прогиба скрыта под покровами Низких Гималаев и что обнаженная часть прогиба не дает полного представления ни о его действительной ширине, ни о его настоящей глубине.

В Восточных Гималаях между Субгималайской зоной и зоной Низких Гималаев в виде самостоятельной тектонической единицы (покрова) выделяется еще узкая зона гондванских чешуй. В ней появляются два элемента, характерных для разреза чехла Индостанской платформы, — толща тиллоидов, или точнее диамиктитов — глинистых сланцев с рассеянной галькой твердых пород (гималайского происхождения!) верхов карбона — низов перми и толща углистых терригенных пород с типичной глоссоптерисовой флорой низов перми. Но толща тиллоидов здесь подстилается не докембрийским фундаментом, а мощной (до 3 км) серией полевошпатовых кварцитов с прослоями филлитов и глинистых сланцев — так называемый кварцит Тунгсинг Бутана. Сама диамиктитовая толща не несет непосредственно следов ледникового происхождения, обладает значительной мощностью (до 2,5 км) и содержит глинистые прослои с морской фауной мшанок и моллюсков, а в низах — пирокластолиты. Гондванская серия не только образует здесь самостоятельную зону (паравтохтон), но и встречается кое-где в ядрах антиклиналей Субгималайской зоны, а также в виде тектонического окна уже среди зоны Низких Гималаев.

Зона Низких (Малых) Гималаев это как бы зона высоких — до 2—3 км — предгорий Главного хребта. Она сложена мощной толщей преимущественно терригенных и фаунистически слабо охарактеризованных отложений, что приводит к необходимости их корреляции в основном по литологическим признакам и очень затрудняет изучение ее сложной структуры. Эта структура характеризуется развитием нескольких самостоятельных покровов (подзон или «литологических единиц»). Нижний из них — подзона Шали-Деобан в Кашмире надвинута на серию Марри по одноименному надвигу, а на северо-востоке ограничена надвигом Панджал. Восточнее, в районе Симлы отложения данной единицы выступают в тектоническом окне. В Кашмире эта единица рассматривалась Д. Н. Вадиа как автохтонная; представ-



ляется, однако, что вся зона Низких Гималаев находится в аллохтонном положении и что в качестве паравтохтона могут рассматриваться лишь серия Марри Кашмира и гондванские отложения Восточных Гималаев, и то достаточно условно, ибо даже сивалик близ ГПН явно сорван со своего основания.

В строении подзоны Шали — Деобан главную роль играют одноименные образования предположительно силурийского возраста, судя по заключенным в карбонатных пачках строматолитам; наряду с известняками они сложены кварцитами, основными вулканитами траппового типа, которые соответственно относят к девону. По другим данным, известняки Шали и Деобан эквивалентны известнякам Джамму в Пенд-

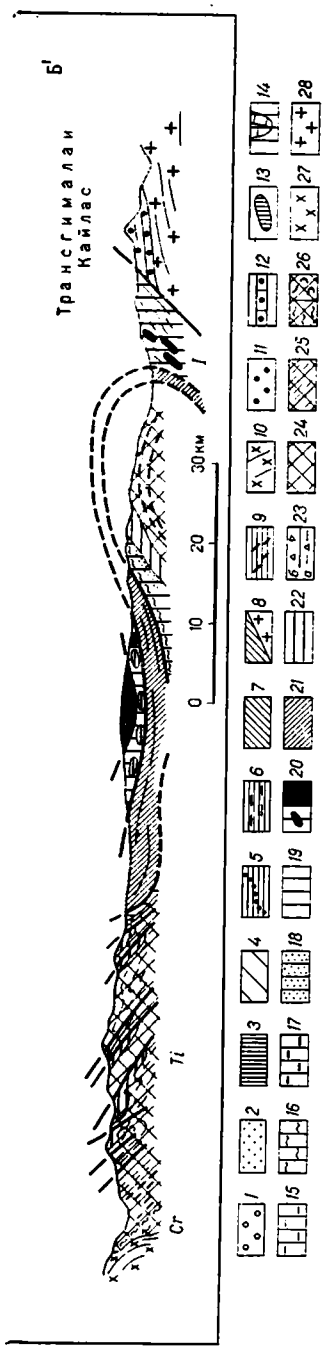


Рис. 68. Геологические профили (А—А' и Б—Б') Гималаев (по Г. Фуксу).

1—9 — Низкие Гималаи: *1* — Сивалик (N_1^3—Q), *2* — Марри (N_1^1), *3* — Тал-Дагшан (J—N_1), *4* — Блайни-Крол-Шали, *5* — Наггат, *6* — Чандпур и Джаунсар, *7* — Чайл, *8* — гранитоиды, *9* — сланцы Симла; *10—27* — Высокие Гималаи: *10* — кристаллические породы, *11* — молласса Инда (P_3—N_1), *12* — известняки (P_{1-2}), *13* — пестроцветные сланцы (P_2), *14* — известняки в маастрихте палеоцена (K_2m—P_1), *15* — маастрихтско-палеоценовая часть серии Ламаюри (северный Занскар); *16* — флиш Канги-Ла (K_2cp—K_2m), *17* — пестроцветные известняки и сланцы (K_2cp), *18* — песчаники Гиумал (K_1) и известняки Чикким (K_{1-2}), *19* — флиш (K_{1-2}—P) и вулканиты (Драс), *20* — офиолитовый меланж, перидотиты, *21* — серия Ламаюри (T—K_2), *22* — триас — юра, в основном карбонаты; *23* — агломератовые сланцы (*а*), панджальские траппы (*б*) перми—карбона, *24* — палеозой нерасчлененный, *25* — кварцит Мут, серия Мут, Танол (PZ_2); *26* — сланцы Догра (*а*), Хайманта (*б*), известняки Даулагири (PЄ — PZ_1), *27* — кристаллические образования; *28* — альпийские граниты и гранодиориты.

Тектонические единицы: *Si* — зона Сивалика; *Mu* — зона Марри, *P* — паравтохтон, *Ru* — покров Рукум; C_1, C_2, C_3 — покровы Чайл, Cr_1, Cr_2 — кристаллические покровы, KS — синклинорий Кашмира, *Ti* — Тибетская зона, *L* — зона Ламаюри, *D* — зона Драс, *I* — флиш Инда, *IM* — молласса Инда; надвиги: ГПН — Главный пограничный, ГЦН — Главный центральный, НМ — Марри

жабе, которые содержат строматолиты рифейского возраста и, следовательно, являются древнейшими образованиями в разрезе Низких Гималаев. Структура подзоны Шали — Деобан довольно простая и состоит из широких пологих складок.

Следующая подзона (покров) Симла — Дамта, тектонически перекрывает подзону Шали в районе Симлы. Литостратиграфические группы Симла и Дамта образованы граувакками, турбидитами, кварцитами, известняками, сланцами, конгломератами, основными вулканитами. Возраст этих отложений тоже спорный, но скорее всего докембрийский (для группы Дамта — среднерифейский).

Третий, более высокий покров Низких Гималаев — покров Крол, развитый в Кумаонских Гималаях и имеющий строение крупной простой синформы, в то время как образования подзоны Симла — Дамта выступают в окнах, приуроченных к антиформам. Весьма важным подтверждением аллохтонного положения Кролской единицы является окаймление окон группы Симла отложениями палеоцен-эоцена — свитой Субату (аргиллиты, песчаники, прослои известняков с нуммулитами).

В средней части Кролского покрова залегает главный маркирующий горизонт Низких Гималаев — свита Блайни, сложенная тиллоидами, которые считаются одновозрастными талчирским тиллитам Индостанской платформы. Свита Блайни подстилается группой Джаунсар, которая, в свою очередь, предположительно располагается стратиграфически выше группы Симла. Группа Джаунсар сложена кварцитами, граувакками, алевролитами, аргиллитами, частично во флишоидном чередовании; имеются прослои и линзы известняков и валунных конгломератов. Выше свиты Блайни залегают последовательно слои пермско-мелового возраста, в нижней части сложенные известняками и аргиллитами (сви-

та Крол пермо-триас), в верхней части — известковистыми и кварцевыми песчаниками (свита Тал, юра? — мел). Поверх этих образований, очевидно несогласно, местами сохранились нашлепки палеоцена — эоцена (свита Субату).

Кролский покров имеет наиболее широкое развитие между Кашмиром и Восточным Непалом; в Кашмире он, вероятно, перекрыт более высокими покровами, а в Восточных Гималаях причины его отсутствия не выяснены.

Гипсометрически и тектонически выше Кролского покрова залегают покровы, распространенные лишь фрагментарно и сложенные осадочными, карбонатно-терригенными и очень подчиненно вулканогенными породами, испытавшими уже заметный региональный метаморфизм, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Наиболее известны Чайлский (нижний) и Джутогский (верхний) покровы, залегающие в виде вложенных крупных синформ. При этом породы Джутогского покрова сильнее метаморфизованы и, возможно, несколько древнее, чем Чайлского. Однако возраст пород обоих покровов практически не установлен; он может колебаться от позднего докембрия до среднего палеозоя. Оба покрова типично представлены в Кумаоне, простираясь на восток вплоть до Восточного Непала и на запад в сторону Кашмира. В западном направлении Чайлский и Джутогский покровы, судя по космоснимкам, перекрываются по Панджальскому надвигу Салхалским покровом — частью более обширного Кашмирского покрова [Raina, 1978]. Слагающая основание Кашмирского покрова метакарбонатно-терригенная серия Салхала имеет вероятно, позднепротерозойский возраст; она согласно перекрывается толщей фанерозойских отложений, сходной с отложениями северного склона Гималаев — Гималаев Тетиса (см. ниже).

В более восточном сегменте Гималаев, в штате Уттар-Прадеш над Джутогским покровом залегает целая серия останцов более высокого покрова, сложенного филлитами, сланцами, кварцитами с интрузиями гранитов. Наиболее крупный из останцов — покров Алмора протяженностью более 160 км и шириной 30—40 км. Один из меньших останцов — Амри почти достигает Главного пограничного разлома, доказывая тем самым первоначальное почти полное перекрытие зоны Низких Гималаев метаморфическим комплексом, который Б. Н. Райна [Raina, 1978], вслед за Арн. Геймом и А. Гансером сопоставляет уже с метаморфическим комплексом Высоких Гималаев. Следует отметить любопытную и загадочную деталь — в основании клиппа Амри обнаружена пластина (Бижни), заключающая довольно богатую морскую фауну тетического характера.

Собственно зона Высоких (Больших) Гималаев представляет собой полосу развития кристаллического, в основном парагнейсового комплекса, в целом полого наклоненного к северу и надвинутого на эпиметаморфические образования Низких Гималаев вдоль Главного Центрального надвига. Комплекс обнажается в верхней части нижнего склона Главного Гималайского хребта и имеет видимую общую мощность порядка 15—20 км. Эта мощность явно не отвечает истинной, так как комплекс испытал 3—4 фазы складчатых деформаций, начиная с изоклинальной складчатости. Метаморфизм типа Барроу изменяется от биотитовой субфации через кианитовую до силлиманитовой в низах. В составе комплекса принимают участие гранитогнейсы и мигматиты; на многих участках он прорван молодыми, неогеновыми турмалиновыми гранитами. В Кумаоне и Гарвале эти гнейсы Вайкрита сменяются выше по склону филлитами и кварцитами «формации» Мартоли, перекрытой конгломератами Ралам, «формацией» Гарбианг и затем фаунистически охарактеризованным палеозоем. Недавние радиометрические датировки порядка 1800 млн. лет показали, что гнейсовый комплекс имеет раннедокембрийский возраст, но перекрывающая его эпиметаморфическая толща (Мартоли и аналоги), вероятно, относится к

верхнему протерозою (рифею), а Гарбианг — к венду, причем обращает на себя внимание литологическое сходство с вендом Ближнего Востока. В данной зоне известны гранитоиды с возрастом 581±9 млн. лет, что указывает на события конца байкальского цикла. Вопрос о характере перекрытия раннего докембрия Высоких Гималаев верхами докембрия и фанерозоем Тибетских Гималаев — стратиграфическом или тектоническом — является спорным и имеет большое принципиальное значение. Большинство исследователей полагает, что кристаллический комплекс Высоких Гималаев представляет собой нормальное основание фанерозойского тибетского или тетического комплекса, однако, по наблюдениям А. К. Синха (1982 г.), это — крупный надвиг. Несколько южнее Г. Д. Ажгирей и А. К. Синха выделяют еще один крупный региональный разлом — Главный осевой разлом. Зона этого разлома, в отличие от ГПН и ГЦН, характеризуется крутым залеганием, сложным строением и часто интрудирована молодыми гранитами; отмечается ее сходство с «зоной корней» Альп, т. е. Периадриатическим линеаментом. Представляется, что это молодой, послепокровный разлом.

Зона Тибетских Гималаев (или Гималаев Тетиса) образует северное погружение предыдущей зоны, даже если оно и отделяется региональным надвигом. Для зоны характерно развитие мощного и почти непрерывного разреза палеозойских и мезозойских отложений; средняя мощность палеозоя оценена А. Гансером в 3 км, максимальная 6 км, средняя мощность мезозоя в 2 км, максимальная 4 км. В низах разреза встречена кембрийская фауна, вероятно присутствие венда, в частности, пачка очковых гнейсов, представляющих собой, очевидно, метаморфизованные кислые вулканиты [Le Fort, 1975] может соответствовать широко распространенному на Ближнем Востоке в низах венда горизонту. Весь разрез, за исключением верхов мела, которые отличаются особым характером, сложен мелководно-морскими, в некоторых горизонтах прибрежно-морскими отложениями с типично средиземноморской фауной, распространенной от Альп до Индонезии и Новой Гвинеи; состав осадков терригенный или карбонатный. На некоторых уровнях наблюдаются региональные перерывы; наиболее крупный из них приходится на верхний карбон и низы перми и сопровождается проявлением андезито-базальтового вулканизма и появлением диамиктитов и «агломератовых сланцев». Начиная с позднего мела в северной части зоны появляется флиш; разрез зоны заканчивается в эоцене.

Первоначально непрерывное распространение «тетической» серии осадков разобщено на четыре синклинорных площади, находящиеся в Кашмире, Спити, Кумаоне и Непале. Кашмирский покров занимает особое положение, так как он находится не севернее, а южнее Главного Центрального надвига, будучи перемещен в это положение, очевидно, тектонически. Внутренняя структура зоны образовалась в три фазы, из которых первая дала изоклинальные, частично сколотые складки, а последняя — поперечные кульминации и депрессии, в которых и сохранились «тетические» отложения. Местами наблюдаются складки и надвиги северной вергентности, что, вероятно, представляет собой относительно позднее явление, связанное с общим воздыманием Гималаев.

Как правило, палеозойско-мезозойский разрез Тибетских Гималаев не затронут региональным метаморфизмом. Местами, однако, этот метаморфизм поднимается до ордовика, а в Кашмире [Fuchs, 1981/82] даже до триаса включительно; здесь нижний и средний палеозой превращен в гнейсы. В Непале зона Тибетских Гималаев прервана миоценовыми турмалиновыми гранитами, аналогичными развитым в Высоких Гималаях.

Шовная зона Инда с ее продолжением в долину Цангпо (верховья Брахмапутры) является наиболее сложной и наиболее важной зоной Гималаев; изучена еще явно недостаточно, особенно на востоке. Именно к ней приурочена типичная офиолитовая ассоциация, включаю-

щая перидотиты (гарцбургиты), габбро-перидотитовые кумуляты, габбро-пегматиты, долериты, вулканические агломераты, диабазовые туфы, радиоляриты. Относительно наиболее полный разрез (в опрокинутом залегании) наблюдается в останце офиолитового покрова на юге зоны, но кроме того, серпентинизированные ультрабазиты выступают в виде чешуй, протрузий или в составе меланжа вдоль разломов, разделяющих отдельные подзоны Индской зоны, а офиолитовый детритус встречается в составе грубообломочных пород и олистостромов, образуя местами крупные олистолиты в отложениях, начиная с альб-сеноманских. Действительный возраст офиолитовой ассоциации значительно более древний — триасовый; красные известняки гальштатского типа с аммонитами перекрывают вулканические агломераты [Bassoullet et al., 1978]. Результаты исследований китайских геологов к северу от Джомолунгмы косвенно свидетельствуют о том, что офиолиты могут быть еще более древними — верхнепалеозойскими.

Структура зоны Инда — Цингпо весьма сложная; в самой грубой схеме она представляется в виде веера чешуй, надвинутых к северу и к югу. Однако этот веер далеко не симметричен; движение масс к югу явно преобладает, а движение к северу вдоль северного края зоны представляет более позднее явление (ретрошарьяж). Южный тектонический контакт зоны со смежной зоной Тибетских Гималаев несогласно срезает элементы внутренней структуры последней, подчеркивая значительный масштаб надвигания. О том же свидетельствуют останцы офиолитового покрова, встреченные на расстоянии до 40—60 км от фронтального надвига Индской зоны. На севере зона граничит с системой Каракорума — Трансгималаев, представленной на северо-западе Ладахским батолитом мел-раннепалеогенового возраста, но возможно, продуктом ремобилизации древнего гранитогнейсового субстрата. В районе Кайласа ладахские граниты полого погружаются к югу под плиоцен-четвертичную молассу (аналог сиваликской), выполняющую тыльный прогиб Гималаев, а уже на эту молассу с юга надвинут меловой флиш Индской зоны. Северо-западнее, в районе Халси на ладахские граниты непосредственно налегает верхнемеловой — нижнепалеогеновый флиш Индской зоны, переходящий в нижнюю молассу.

Внутренняя структура Индской зоны, детально изученная французскими геологами [Bassoullet et al., 1980], в районе Занскара (Кашмир) состоит из ряда подзон — покровов, сложенных различными литологическими и возрастными комплексами (см. рис. 68). На образования Тетис-Гималаев, разрез которых заканчивается здесь эоценовым флишем и которые смяты в опрокинутые к югу и разбитые кливажем крупные складки, надвинута серия покровов — синформ. Один из них — покров Занскар, сложенный отложениями от среднего триаса до нижнего мела, сходными с тетис-гималайскими. Покров Ламаюри образован эпиметаморфическими карбонатно-песчано-глинистыми (флиш) породами среднего триаса — средней юры, покров Ниндам — вулкано-терригенной толщей мелового возраста, переходящей на запад в известные вулканиты Драс. Контакты между покровами подчеркнуты линзами серпентинитов, а их геометрические соотношения показаны на рис. 68. Офиолиты образуют, кроме того, самостоятельный покров поверх флиша Ламаюри и тетис-гималайских образований. И, наконец, наболее северное положение в зоне занимает протягивающаяся вдоль долины верхнего Инда одноименная подзона и серия. Эта серия имеет обломочный состав, содержит в своей основной части морскую фауну альбского — эоценового возраста, а в верхах — пресноводных моллюсков и остатки наземных растений и позвоночных. В литературе эта серия долго именовалась «индским флишем», но затем частично была отнесена к молассе [Tewari, 1964]. Данные о составе и строении серии позволяют считать, что ее верхняя часть действительно представляет собой молассу, очевидно нижнюю; верхняя моласса здесь выражена серией Кайлас. Нижняя же часть серии Инда должна рассматриваться скорее всего как образова-

ние, переходное от флиша к молассе, типа кросненской серии Карпат, апеннинского мачиньо, нумидийского флиша Телль-Атласа.

Французские геологи установили проявление в зоне Инда (в триасе) четыре фазы деформаций — складчатости и кливажа. Первая и третья фазы характеризовались образованием южно-вергентных изоклинальных складок и кливажа осевой плоскости, а также офиолитового покрова; движение масс к северу происходило во вторую и четвертую фазы. Возраст деформаций послемеловой и в основном послеэоценовый. В зоне известны посткинематические неогеновые плутоны роговообманковых гранитов, сопровождаемых пегматитами.

3. Тибет

В Тибете между офиолитовым швом Инда и Южно-Куньлунско-Циньлинским разломом можно выделить следующие продольные зоны, разделенные разломами глубинного типа (с юга на север): 1) Трансгималайскую раннеальпийскую или позднекиммерийскую флишевую зону Шигатзе, 2) Трансгималайский краевой вулкано-плутонический пояс Кангдесе, 3) Южно-Тибетский массив (Нянчен Тангла), 4) Центрально-Тибетскую позднекиммерийскую складчатую систему, 5) Северо-Тибетский (Центрально-Тибетский в других схемах) срединный массив, 6) Северо-Тибетскую раннекиммерийскую складчатую систему.

Флишевая зона Шигатзе простирается непосредственно к северу и параллельно офиолитовой зоне Инда — Цангпо (Ялуцангбо), которая на нее надвинута с юга. Сама зона — синклинорий шириной до 60 км, состоящий из множества складок с преобладающей южной вергентностью. Основание флишевой формации на юге не обнажено, но в ее низах залегают конгломераты и гравелиты в чередовании с красными алевролитами и аргиллитами. Примечательно, что материал конгломератов, особенно пестрые кремни (радиоляриты), происходит в основном из более южной офиолитовой зоны [Shackleton, 1981], но как в нем, так и в граувакковых песчаниках из более верхних частей разреза отмечаются также обломками андезитов и их туфов [Notes on the geology..., 1980], т. е. материал северного происхождения. Мощность флишевой серии оценивается в 6—7 км.

На севере флиш Шигатзе приходит в контакт с гранитоидами вулкано-плутонического пояса. Контакт этот не тектонический и описывается как трансгрессивное залегание флиша на гранитах, но не исключено, что граниты частично прорывают флиш. Возраст флиша точно не установлен; обычно он считается позднемеловым, в подтверждение чего приводятся находки орбитолин из нижней части и рудистов из верхней. Р. М. Шеклтон приводит, однако, данные, свидетельствующие о более древнем возрасте этого флиша: степень его дислоцированности гораздо выше, чем верхнего мела северной части вулкано-плутонического пояса, найденные окаменелости указывают на дораннемеловой возраст. С другой стороны, сопоставление с «молассой Инда», развитой западнее, в районе Ладаха и содержащей гальку с альвеолинами и прослои нуммулитовых известняков, предполагает и значительно более молодой возраст этой флишевой (и переходной к молассе?) формации. Вероятно, она имеет большой стратиграфический диапазон — от верхов юры до низов палеогена и является грубо синхронной гранитам вулкано-плутонического пояса. Местами в этой зоне известны грубые континентальные молассы позднеэоценового — плиоценового возраста.

Трансгималайский краевой вулкано-плутонический пояс Кангдесе простирается на 2500 км к северу от верховьев Инда и Цангпо, образуя горный хребет на южной окраине Тибетского нагорья. Гранитоиды господствуют на востоке, комагматичные им вулканиты — на западе. Возраст гранитов в Тибете (K/Ar метод) 95—37 млн. лет; максимум датировок в интервале 70—40 млн. лет, т. е. поздний мел — ранний палеоген.

Как уже отмечалось, в районе Лхасы и севернее нижнемеловые и более древние отложения интенсивно смяты и прорваны гранитами, а верхний мел, включая андезитовые, дацитовые и риолитовые вулканиты, залегает резко несогласно и испытал лишь пологую складчатость. Формирование Трансгималайского вулкано-плутонического пояса очевидным образом связано с субдукцией офиолитовой и флишевой (континентальное подножье) зон под активную окраину андского типа. Трансгималайский пояс представляет собой восточное продолжение Кохистанского и Чигай-Кандагарского поясов.

Южно-Тибетский срединный массив. Фундамент массива выступает в горной гряде Нянчен Тангла высотой до 7 км и представлен тектонизированными гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами с северо-западным простиранием и северо-восточным падением. Палеозойские отложения чехла от ордовика до нижней перми сложены слабо метаморфизованной терригенно-карбонатной толщей с шельфовой фауной, довольно значительной мощности (суммирование мощностей отделов дает цифру порядка 5 км). Отложения верхней перми, триаса и юры здесь не установлены, а нижний мел, залегающий, видимо, несогласно, представлен подводными вулканитами; перекрывающий его также несогласно верхний мел, напротив, без вулканитов, мелководный обломочно-карбонатный. Его верхняя часть отделена новым несогласием от нижней и выражена уже континентальными молассоидными образованиями. Таким образом, отличия этой зоны от предыдущей достаточно очевидны, а деформации ее чехла имеют скорее всего позднекиммерийский возраст.

Южно-Тибетский массив по крайней мере по двум признакам до мезозоя (или до середины перми) являлся частью Гондваны. Это — распространение нижнепермских тиллоидов, таких же, как в Низких Гималаях, и характер позднепалеозойской флоры [Shackleton, 1981]. Юго-восточным продолжением Южно-Тибетского массива является Синобирманский массив западной Юньнани и восточной Бирмы, обладающий теми же гондванскими признаками [Гатинский, 1981; Mitchell, 1981]. На западе аналогичное структурное положение занимает Хиндураджский массив.

Центрально-Тибетская позднекиммерийская складчатая система. Севернее мы вступаем в зону, в которой мезозойские отложения резко возрастают в мощности (до 10 км), переходят в глубоководные терригенные фации исключительно с аммонитами и ассоциируются с чешуями (протрузиями) или покровами офиолитов. Эти явно глубоководные образования, разрез которых включает верхний триас, юру и нижний мел [Notes on the geology..., 1980], свидетельствуют о позднекиммерийском возрасте складчатых деформаций данной геосинклинальной системы, считавшимся ранее несколько более древним, юрским. Сопоставление с Индокитаем приводит к выводу, что здесь могли иметь место как ранне-, так и позднекиммерийские деформации [Mitchell, 1981]. Как полагает А. Митчел, Центрально-Тибетская система составляет единое целое с описываемой в следующей главе Юньнань-Малайской системой и вместе с последней ограничивается с севера и востока разломом Нуцзян (китайское название верхнего Салуина) — Чиенг Рай — надвигом юго-западной вергентности. На западе Центрально-Тибетская система, вероятно, продолжается в Каракорум и Восточный Гиндукуш, обладающие тем же возрастом основных деформаций.

Северо-Тибетский срединный массив. Фундамент этого массива, образованный гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, скорее всего является докембрийским, хотя нормально-осадочный фаунистически охарактеризованный разрез чехла начинается на востоке ордовиком (граптолитовые сланцы), на западе нижним силуром (аркозы с брахиоподами), а в центре — только девоном. До среднего триаса включительно это карбонатные и терригенные мелководно-морские отложения, в карбоне, перми и триасе с прослоями паралических угленосных

осадков, а на востоке — андезитовых вулканитов. Верхний триас или непосредственно средняя юра залегают несогласно (раннекиммерийская эпоха диастрофизма) и вместе с верхней юрой и нижним мелом имеют повышенную (тысячи метров на отдел) мощность и пестрый, молассоидный состав — на востоке красноцветные конгломераты, песчаники, аргиллиты с прослоями известняков с брахиоподами и аммонитами, а также с наземными позвоночными и флорой (J_1—K_1). В юре известны базальты. На западе верхняя пермь и триас и, возможно, нижняя юра отсутствуют, средняя, верхняя юра и низы нижнего мела сложены морскими известняками и аргиллитами, а верхи нижнего мела — красными песчаниками и мергелями. Разрез мезозоя центральной части массива носит промежуточный характер; красноцветные обломочные породы появляются начиная с верхов средней юры. Главное (заключительное) несогласие везде проходит в кровле нижнего мела, а верхний мел практически отсутствует. Кайнозой представлен пестроцветной континентальной молассой, местами соленосной. Имеются молодые, плиоценово-четвертичные вулканы, извергающие как известково-щелочные, так и щелочно-базальтовые лавы.

Тектонические связи Северо-Тибетского массива менее ясны, чем Южно-Тибетского. По своему положению относительно Южно-Китайской платформы этот массив подобен Индосинийскому. Распространение верхнепалеозойских тиллоидов на его предполагаемом западном продолжении могло бы говорить о принадлежности и этого массива к Гондване, но тяготение к Южно-Китайской платформе свидетельствует скорее в пользу промежуточного между Гондваной и Евразией катазиатского положения.

Северо-Тибетская раннекиммерийская складчатая система. Эта система зажата между герцинским Куньлунем и Циньлинем и Северо-Тибетским массивом и представлена тремя зонами. Западная из них, именуемая зоной Кекечжили [Notes on the geology..., 1980], представляет собой, вероятно, прямое продолжение южной зоны Северного Памира. Главная роль в ее сложении принадлежит терригенным пермотриасовым отложениям, в составе которых выделяют нижнюю пермь — аркозы с прослоями известняков (до 2 км) и верхний триас — мощный (3 км) флиш, также с известняками. Все эти отложения претерпели начальный метаморфизм и деформации в раннекиммерийскую эпоху. Восточное продолжение зоны Кекечжили известно как зона Санцзян; она окаймляет Северо-Тибетский массив с северо-востока и на юге уходит через восточную Юньнань в северный Лаос и Вьетнам, образуя, таким образом, исток Вьетлаосской системы. С северо-востока ее ограничивает крупнейший разлом Кекечжили — Чиншацзян — Айлаошань — Хонг — Ха (р. Красной).

Последним крупным структурным элементом Тибета, вернее его северо-восточной периферии, является складчатая зона Сунпан — Гандзи, которую по раннекиммерийскому возрасту деформаций следует считать частью Северо-Тибетской системы. На западе эта зона сливается с зоной Кекечжили или заканчивается, приходя в торцовое сочленение с Куньлунской системой. К востоку она расширяется и разворачивается, как бы обтекая северо-западный выступ Южно-Китайской платформы. При этом образования системы Сунпан — Гандзи надвигаются на платформу к юго-востоку вдоль хребта Лунмэншань и южнее. Площадь, близкая к треугольной, занимаемая системой Сунпан — Гандзи, почти целиком сложена на поверхности мощным терригенным триасом, смятым в относительно пологие складки, которые усложняются вблизи периферических юго-восточных надвигов. На севере на систему Сунпан — Гандзи надвинуты палеозойские образования Циньлиня, но в последние вклинивается грабен в районе оз. Кукунор, сложенный мощным морским триасом, который является как бы апофизом системы Сунпан — Гандзи. Это единственный структурный элемент Тибета, который не имеет продолжения в Индокитае.

Новейшая тектоника Тибета, по данным анализа космических снимков и динамических параметров очагов землетрясений [Molnar, Tapponnier, 1978; Ni, York, 1978], характеризуется развитием меридионально ориентированных сбросов, свидетельствующих о растяжении Тибетской микроплиты в широтном направлении, объясняемом расклинивающим действием Индостанского кратона.

4. Основные этапы развития и проблемы

Байкальский этап. Широкое развитие раннедокембрийских гнейсов и кристаллических сланцев в Высоких и отчасти Тибетских Гималаях показывает, что большая часть современного Гималайского сооружения к югу от зоны Инда возникла на древней континентальной коре, составлявшей продолжение фундамента Индостанской платформы. Это может относиться и к Южно- и Северо-Тибетским глыбам. Вместе с тем две особенности указывают на то, что уже начиная с позднего протерозоя (рифея) область будущих Гималаев развивалась существенно иначе, чем территория современной платформы. Это, во-первых, повсеместное развитие и большая мощность верхнепротерозойских отложений в Низких и Тетис-Гималаях и, во-вторых, неоднократное проявление магматизма, причем не только траппового, но и отчасти спилито-кератофирового. Последнее позволяет предполагать, что в зоне Низких Гималаев континентальная кора в процессе рифтогенеза могла испытать значительную переработку и утонение, быть может даже разрыв. Высокие Гималаи при этом обособились в качестве зоны поднятия, а соотношения между серией Мартоли и венд (?)—кембрийскими отложениями в Тетис-Гималаях и байкальские радиометрические датировки показывают, что эта зона, а с нею и Тибет, должны были принадлежать уже к той же эпибайкальской перигондванской платформе, что и Центральный Афганистан и Иран.

Каледонско-герцинский этап. Следующий этап развития Гималаев ознаменовался возобновлением погружений в зонах Низких и Тетис-Гималаев и завершился в позднем карбоне — ранней перми поднятиями и некоторыми (масштаб их пока трудно оценить) складчато-разрывными деформациями, предшествующими накоплению тиллоидов Блайни и их эквивалентов. Эти тиллоиды несомненно одновозрастны нижнегондванским ледниковым образованиям Индостанской платформы, но представляют собой не настоящие покровно-ледниковые континентальные образования, а марино-гляциальные накопления, дистальная часть которых известна в разрезе Тетис-Гималаев. Перекрывающие свиту Блайни в Низких Гималаях отложения — Крол и Тал еще более разительно отличны от гондванских слоев Индостана и вместе с тем заметно отличаются также от одновозрастных отложений Тетис-Гималаев.

Несмотря на крайнюю противоречивость сведений о стратиграфии доверхнепалеозойских отложений Низких Гималаев, можно, очевидно, утверждать, что в течение позднего протерозоя, палеозоя и триаса область Гималаев, кроме зоны Инда, представляла собой континентальную окраину атлантического, пассивного типа. При этом зона Высоких Гималаев должна была играть роль поднятия — барьера, отделявшего бассейн Низких Гималаев, типа внутреннего моря, возможно с затрудненной аэрацией от открытого шельфа Тибетских Гималаев. Воздымание барьера периодически усиливалось, особенно в конце карбона, в эпоху Блайни, так как обломочный материал в диамиктитах этого возраста имеет гималайское, а не платформенное происхождение.

В течение позднего протерозоя, раннего и среднего палеозоя подводная окраина индостанского сегмента Гондваны должна была простираться и севернее Гималаев, вплоть до Северного Памира и Куньлуня, а в позднем палеозое могло произойти временное соединение Гондваны и Лавразии в итоге герцинского тектогенеза. Сближение этих двух суперконтинентов ощущается уже в раннем карбоне по распространению в

Низких Гималаях еврамерийской макрофлоры и спорово-пыльцевого комплекса[1] [Ажгирей и др., 1981].

В среднем — позднем карбоне и ранней перми Южный Тибет составлял неотъемлемую часть Гондваны, снова, вероятно, отделившейся от Лавразии благодаря рифтингу и спредингу вдоль современного Центрально-Тибетского офиолитового шва. Принадлежность Южнотибетской глыбы (и ее продолжения в Бирму и Малайзию) к Гондване подчеркивается развитием диамиктитов и остатков типично гондванской флоры. Диамиктиты известны и в Северном Тибете. В это же время появляются признаки начала раскрытия нового океанского бассейна к югу от Южнотибетской глыбы, в будущей зоне Инда — Цангпо. Это излияния толеитовых базальтов—панджальских траппов среднего карбона—триаса в Кашмире и восточнее вплоть до Ассама. Петрохимия базальтов сближает их с океанскими толеитами, в противоречии с наземными условиями излияния, и позволяет считать их рифтогенными [Bhat et al., 1981]. Вполне вероятно, что этот рифтогенез непосредственно предшествовал новообразованию океанского бассейна в зоне Инда—Цангпо. Возможно, что аналогичное значение имеют и среднепермские базальты западной Юньнани. Резкое отличие катазиатской флоры Китая от гондванской Тибета (Южного) указывает на существование между ними значительного водного пространства.

Киммерийский этап. В конце триаса, в эпоху раннекиммерийско-индосинийского диастрофизма триасовые и более древние отложения южной периферии Северного Памира, Куньлуня, Циньлиня и Луньмэншаня испытали складчатость, были пронизаны интрузиями гранитов, и Северо-Тибетская глыба сомкнулась с континентом Евразии. Возможно, что в эту же эпоху произошла коллизия Северо- и Южно-Тибетского блоков вдоль Центрально-Тибетской сутуры, с ее повторным раскрытием в качестве окраинного бассейна Тетиса в юре и окончательным смыканием в начале мела уже в позднекиммерийскую эпоху [Mitchell, 1981], аналогично Центральному и Юго-Восточному Памиру и Каракоруму. Эти деформации в ослабленной форме распространились и на чехол тибетских массивов, раннекиммерийские — на чехол Северо-Тибетского, а позднекиммерийские — как Северо-, так и Южно-Тибетского. На их уровне мелководно-морские формации сменяются красноцветными обломочными молассового типа, в низах с отдельными пачками морских известняков.

Альпийский этап. Этот этап начинается в рассматриваемой области примерно с середины раннего мела. К этому времени океанский бассейн в зоне Инда — Цангпо достиг максимальной ширины. В конце раннего мела началось его сокращение за счет субдукции к северу, под Южно-Тибетский микроконтинент, с образованием мощного Трансгималайского вулкано-плутонического пояса, развивавшегося до эоцена включительно. Есть признаки и обдукции офиолитов к югу, на Тетис-Гималаи. Палеомагнитные данные [Molnar, Chen, 1978] свидетельствуют о том, что в конце мела — начале палеогена расстояние между южным Тибетом и Индостаном еще составляло 2500—3500 км. Структурные данные (см. выше) говорят о чрезвычайной сложности структуры зоны Инда — Цангпо и не противоречат предположению об «исчезновении» здесь широкой полосы океанской коры.

С рубежа между мелом и палеогеном начались деформации в эвгеосинклинальной зоне Гималаев, зоне Инда — Цангпо — первые две фазы деформаций здесь являются послемеловыми, но предэоценовыми [Bassoullet et al., 1980]. В зоне Главного Центрального надвига и в Низких Гималаях деформации начались также еще до эоцена, т. е. скорее всего в конце мела — каракорумская фаза [Raina, 1979]. В Низких Гималаях мелководные отложения эоцена перекрывают самые раз-

[1] Сходство раннекаменноугольных флор Гондваны и Лавразии отмечается в глобальном масштабе [Pal, Chaloner, 1979].

личные по возрасту отложения, вплоть до рифейских (серия Деобан) и образованные ими структуры. В других случаях последние срезаны поверхностью выравнивания с латеритовой корой выветривания, скорее всего тоже предэоценовой.

Следующая, еще более крупная эпоха деформаций, сирмурская, началась в конце эоцена и достигла своей кульминации в среднем миоцене, когда произошло становление гранитных батолитов Высоких Гималаев — продуктов плавления их древнего кристаллического фундамента. К этой эпохе относятся основные движения по Главному Центральному надвигу, скорее всего связанные с поддвигом (субдукцией) зоны Низких Гималаев под Высокие и Тетис-Гималаи. В это же время вдоль зоны Инда — Цангпо произошла коллизия Индостанской и Евразийской плит и северный край этой зоны начал надвигаться на зону Трансгималаев и Каракорума (ретрошарьяж). Тогда же началось образование самого горного сооружения Гималаев; как указывает Б. Н. Райна, развитие фауны млекопитающих Индостана с конца данной эпохи пошло самостоятельным путем и связи с Европой и остальной Азией были прерваны. В эту же эпоху, наконец, был сформирован Предгималайский прогиб с накоплением нижней молассы (серия Марри и ее аналоги).

Третья эпоха альпийского тектогенеза Гималаев — сиваликская, с максимумом между поздним плиоценом и средним плейстоценом привела к деформации не только нижней, но и верхней, сиваликской молассы и к подъему Гималаев до их современной высоты. Движения этой фазы не прекратились и в настоящее время, судя по надвиганию верхнесиваликских слоев на почти современный аллювий Ганга и Брахмапутры. Существуют также признаки продолжающихся движений (крип) вдоль Главного Пограничного и Главного Центрального, а также некоторых второстепенных надвигов.

Основные проблемы тектоники Гималаев. Одной из таких проблем является определение тектонической природы Гималаев на доорогенном этапе их развития. Вопрос этот возник после того, как А. Гансер высказал мнение, что Гималайский ороген, за исключением зоны Инда, целиком возник в пределах Индостанской платформы. Указывая, что осадочные толщи Гималаев представляют собой «скорее всего осадки не глубокого линейного геосинклинального прогиба, а широкой и мелководной платформенной области», он все же допускал «в крайнем случае миогеосинклинали». Одним из главных аргументов в пользу данной точки зрения явилось развитие в Низких Гималаях и в Кашмире эквивалентов типично гондванской покровно-ледниковой формации верхов карбона — низов перми. Мнение А. Гансера о платформенной природе гималайских осадков было развито в советской литературе Д. П. Резвым (1964 г.) и в особенности Б. А. Петрушевским (1970 г.). Последний распространил это заключение и на зону Инда, которую он считает не эвгеосинклиналью, а приразломным прогибом. Таким образом, если следовать взглядам Д. П. Резвого и Б. А. Петрушевского, Гималаи представляют собой не эпигеосинклинальный, а целиком эпиплатформенный ороген. Аналогичные взгляды высказываются и в индийской литературе, например, С. К. Шахом, С. В. Срикантиа, О. Х. Баргава [Tectonics of Himalaya..., 1978]. Последними авторами доказывается, что зона Инда является относительно молодым грабеном, возникшим в тылу зоны субдукции, связанной с Главным Центральным надвигом[1].

Как уже отмечалось в нашей литературе Н. А. Беляевским (1966 г.), Г. Д. Ажгиреем (1977 г.) и, с некоторыми колебаниями, М. В. Муратовым (1978 г.), с такой трактовкой Гималайской системы нельзя согласиться. Зона Инда — Цангпо с ее офиолитами, флишем, чешуйчато-покровной структурой — это типичная эвгеосинклиналь, реликт обширного

[1] Указание этих авторов на отсутствие в зоне Инда проявлений глаукофанового метаморфизма является ошибочным.

океанического бассейна. Зона Гималаев—Тетиса с мелководными осадками на древнем кристаллическом фундаменте является не менее типичной миогеосинклиналью. Платформенный характер можно приписать лишь зоне Низких Гималаев, рассматривая ее в качестве области перикратонных опусканий, но и то, думается, лишь для палеозойско-мезозойского периода развития, так как мощный позднедокембрийский комплекс, испытавший, как считают Г. Д. Ажгирей, Р. Кумар и другие исследователи, байкальский тектогенез и метаморфизм [Ажгирей, 1977; Tectonics of Himalaya..., 1978], надо считать скорее всего миогеосинклинальным. Более того, есть основания предполагать, что в северном направлении происходил переход миогеосинклинальных образований в мезогеосинклинальные (по Г. Д. Ажгирею, эвгеосинклинальные). Об этом свидетельствует смена трапповых магматитов спилито-кератофировыми [Le Fort, 1975; Nair, Mithal, 1977]. Определенные отличия зоны Низких Гималаев от Гималев — Тетиса, вероятно, связаны с тем, что в первой зоне в палеозое—мезозое существовало окраинное море, отделявшееся от океанического бассейна Тетиса барьером кристаллической зоны Высоких Гималаев, периодически выступавшей над уровнем моря, начиная, вероятно, с эпохи байкальского тектогенеза. В осевой части этого окраинного моря, характеризующейся довольно интенсивно и неоднократно повторявшимся мантийным магматизмом, древняя континентальная кора могла оказаться существенно утоненной и переработанной, т. е. перейти в кору субокеанского типа, свойственную мезогеосинклиналям.

Таково наиболее вероятное решение первой проблемы. Другая проблема касается общего характера структуры Гималаев. В течение некоторого времени наблюдалась тенденция отрицать шарьяжную структуру Гималаев. Эта тенденция нашла отражение на тектонических картах Индии в масштабе 1 : 2 000 000, составленных Геологической службой (1963 г.) под редакцией Д. К. Рэя и Комиссией по нефти и природному газу (1968 г.), где вместо надвигов и шарьяжей преувеличенное значение было придано вертикальным глубинным разломам. В настоящее время это заблуждение можно считать в общем преодоленным [Ажгирей, 1977]. Несомненно, в современной структуре Гималаев определенная роль принадлежит и вертикальным разрывам, продольным и поперечным, но, как и в других орогенах, они являются продуктом заключительных фаз тектогенеза и возникли, очевидно, на позднеорогенной стадии. В целом же Гималаи это не менее типичное шарьяжное сооружение, чем Альпы или каледониды Гренландии и Скандинавии.

Третья проблема относится к формированию структуры Гималаев. В настоящее время подавляющее большинство исследователей, основываясь на данных палеомагнетизма, придерживаются взгляда, впервые высказанного Э. Арганом в его «Тектонике Азии», что Гималаи являются продуктом коллизии между континентальными глыбами Индостана и остальной Евразии. Этой коллизии, очевидно, должна была предшествовать субдукция океанической коры под южную, тибетскую окраину Евразии, начавшаяся еще в середине мела. Лишь в середине или конце эоцена Индостанская и Евразийская континентальные плиты пришли в непосредственное соприкосновение и начался поддвиг первой плиты под вторую. Этот процесс сопровождался гранитообразованием и известково-щелочным вулканизмом на юге Тибета, в Трансгималайской зоне. Однако масштабы поддвига Индостанской плиты под Евразийскую остаются весьма спорными, как и роль этого поддвига в утолщении коры под Тибетом. Во всяком случае, именно в зоне Инда мощность земной коры достигает, как и в Северном Памире, наибольшей для профиля Тянь-Шань — Гималаи величины порядка 70—73 км [Белоусов и др., 1979][1]. Сомнительно, однако, чтобы удвоение коры благодаря поддвигу Индостанской плиты под Евразийскую распространялось на всю шири-

[1] Это, кстати, решительно противоречит рифтовой трактовке зоны Инда.

ну Тибета и Куньлуня [Powell, Conaghan, 1973, 1975], т. е. на 1200—1300 км.

Представляется вероятным, что начиная с олигоцена сокращение пространства между Индостаном и остальной Евразией реализовалось в значительной мере или, во всяком случае, не только вдоль Индского шва, а вдоль Главного Центрального надвига, путем поддвига, т. е. коровой субдукции (по выражению Р. Трюмпи, или А-субдукции, по А. В. Балли) Низких Гималаев под Высокие и Тибетские Гималаи, в соответствии с предположением М. Маттауера [Mattauer, 1975], С. В. Срикантиа и О. Х. Баргава [Tectonics of Himalaya, 1978]. Это предположение подтверждается следующими фактами: 1) резким утолщением коры в зоне Панджальского надвига в Кашмире, аналога Главного Центрального — от 45 до 70 км и более [Белоусов и др., 1979], 2) интенсивным гранитообразованием в зоне Высоких Гималаев в миоцене, 3) наиболее молодыми для Гималаев радиометрическими возрастами метаморфизма, от 8,5 до 3,7 млн. лет в полосе Главного Центрального надвига [Krummenacher et al., 1978] и 4) приуроченностью именно к этому надвигу многочисленных очагов землетрясений, динамические параметры которых указывают на горизонтальное сжатие. Можно думать, что утонение континентальной коры и подъем основных магматитов во внутренней зоне Низких Гималаев в значительной мере способствовали уплотнению литосферы в этой зоне, созданию контраста плотностей между нею и Высокими Гималаями и тем самым возникновению коровой субдукции, возможно вдоль поверхности Конрада.

В заключительную эпоху гималайского тектогенеза тангенциальное сжатие распространилось к югу и перешло на еще более высокий уровень, в основание осадочного чехла — зона Низких Гималаев надвинулась по Главному Пограничному надвигу на продолжавший двигаться к северу Индостанский кратон. Соответственно здесь произошло увеличение мощности коры до 40—45 км против 32—35 км в Предгималайском прогибе, наложенном непосредственно на кратон. Что касается Тибета, то принципиальная картина формирования его структуры, заключающаяся в последовательном причленении отдельных континентальных глыб, первоначально принадлежавших Гондване и Евразии [Chang, Chang, 1973], находит свое подтверждение. При этом каждый следующий к югу шов по времени ликвидации океанского «зияния» оказывается моложе, чем более северный (рис. 69) — Северо-Тибетский имеет раннекиммерийский возраст, Центрально-Тибетский — позднекиммерийский, Южно-Тибетский (Инда — Цангпо) — раннеальпийский. Менее ясно время образования самих бассейнов с океанской корой (рис. 70) и еще менее, насколько их суммарная ширина вместе с промежуточными микроконтинентами отвечает ширине Восточно-Тетического залива на реконструкциях Пангеи по палеомагнитным данным. Необходимы, очевидно, конкретные палеомагнитные определения для отдельных микроконтинентов.

Другая, не менее важная проблема, относящаяся к Тибету, — это проблема причины исключительно большого утолщения коры, до 80 км по некоторым источникам [Cummings, Schiller, 1971]. Выше уже говорилось, что представление о поддвиге Индостанской плиты на всю ширину Гималаев и Тибета вызывает сомнения. Кроме того, надо учесть, что горные хребты в пределах Тибета, судя по составу осадков, возникли уже в мелу, а на севере в юре и, следовательно, после позднекиммерийской эпохи тектогенеза Тибет уже обладал утолщенной континентальной корой. В альпийскую эпоху к этому добавился поддвиг океанской и субокеанской коры бассейна Инда — Цангпо под Южный Тибет и крупномасштабные упруго-пластичные деформации коры более северных районов Тибета [Molnar, Tapponnier, 1978], вероятно, со срывом по поверхности Мохо и общим скучиванием. Срыв и скучивание могли быть причиной повышенного теплового потока. И лишь в новейшее время (плиоцен — плейстоцен) должно было произойти в центральной и се-

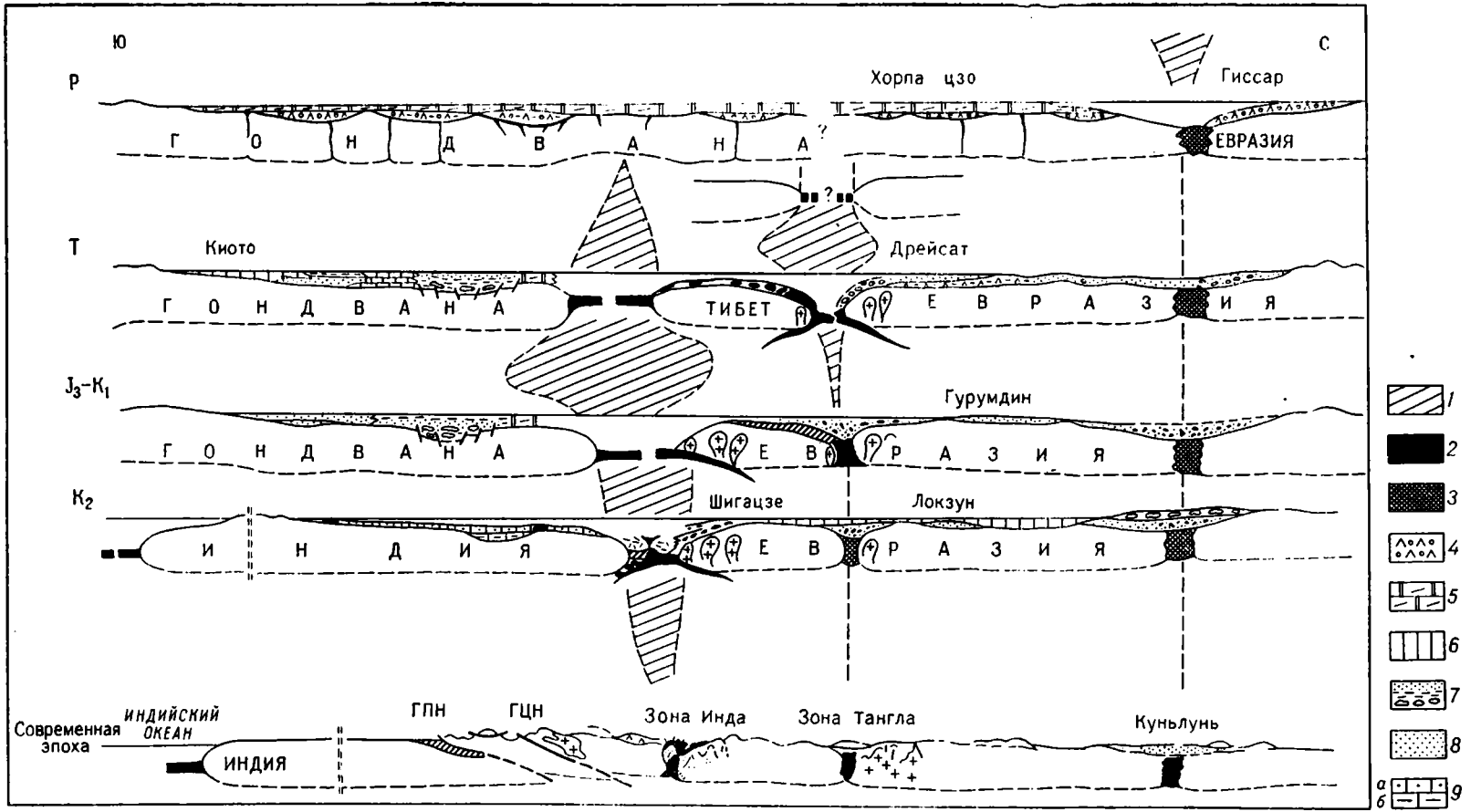


Рис. 69. Области Тетиса севернее Индостанского щита от перми до современной эпохи (по Ж.-П. Бассуле и др.).

1 — океанские пространства; *2* — океанская кора; *3* — офиолитовые швы; *4* — агломератовые сланцы; *5* — черные сланцы; *6* — известняки Киото; *7* — серия Ламаюри; *8* — песчаники Гиумал; *9* — Чикким (*а*), Фатула (*б*)

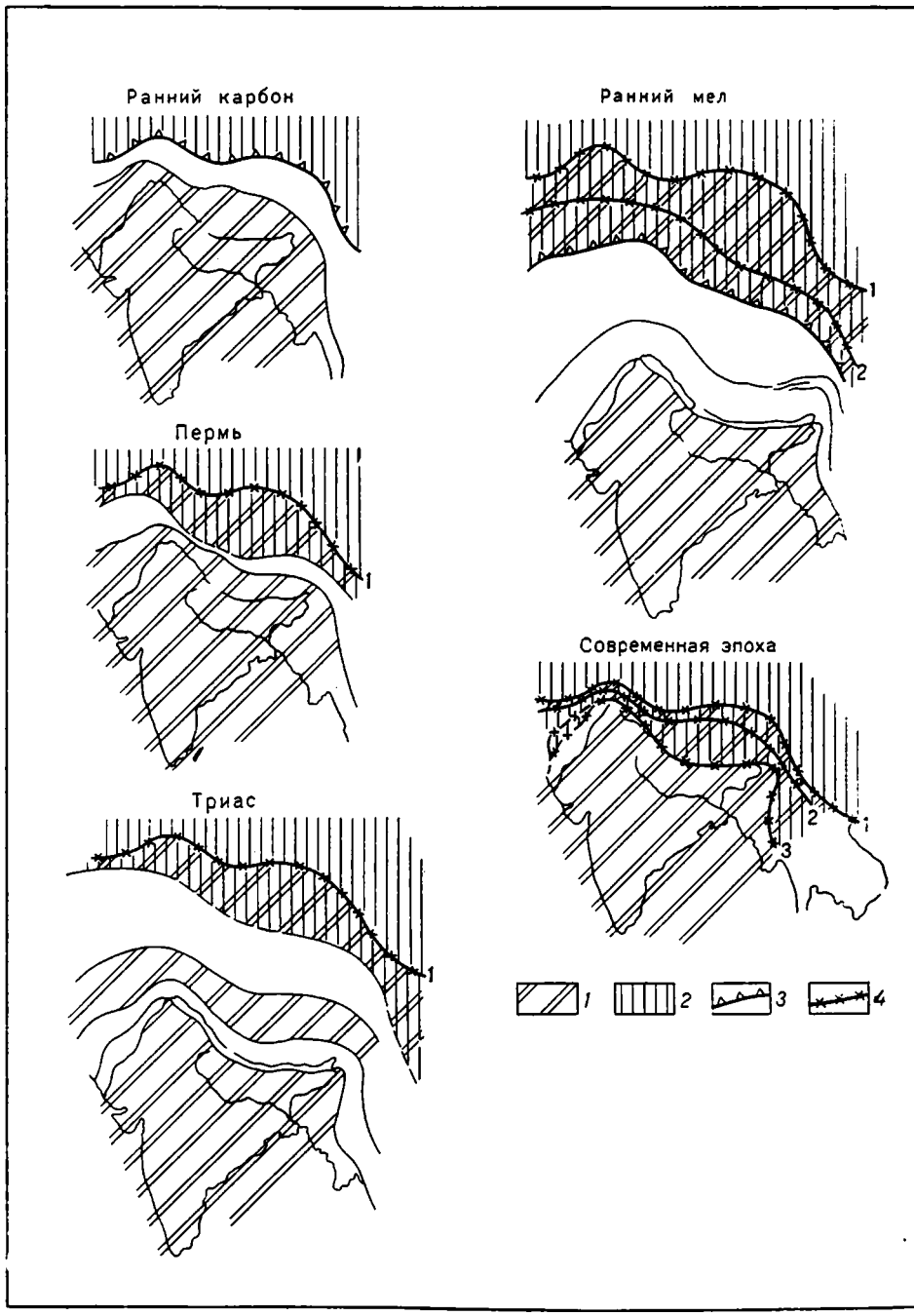


Рис. 70. Эволюция тетических областей на периферии Индостанского щита (по Ж.-П. Бассуле и др.).

1 — гондванские области; *2* — евразийские области (ширина океанских пространств показана условно); *3* — окраины андского типа; *4* — офиолитовые швы в современной структуре: 1 — Гиндукуш — Северный Памир — Куньлунь — Юньнань (восточная, *В.Х.*), 2 — Фарахруд — (Центральный Памир. — *В.Х.*) — Танггла-Шань (Юньнань западная — Таиланд — Малайя. — *В.Х.*). 3 — Хост—Инд—Цангпо—Иравади

верной частях Тибета некоторое снижение этого потока с повышением вязкости и проницаемости литосферы для образования поперечных разрывов растяжения и проявления мантийного вулканизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., Наука, 1977. 155 с.

Ажгирей Г. Д., Умнова Н. И., Аншу К. С. Новые данные о геологии Западных Гималаев. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 4, с. 953—955.

Белоусов В. В., Беляевский Н. А., Борисов А. А. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11—27.

Беляевский Н. А. Геологическое строение Гималаев в районе Кашмира и Джамму. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии Межд. геол. конгресса. М., 1966, с. 218—235.

Гансер А. Геология Гималаев. М., Мир, 1967. 352 с.

Гансер А. Гималаи. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские орогенические пояса, т. 1, М., 1977, с. 326—339.

Гатинский Ю. Г. Геокинематические реконструкции юго-восточной части Азиатского континента в позднем фанерозое. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1981, № 4, с. 61—69, № 5, с. 10—20.

Муратов М. В. Особенности тектоники Гималаев в связи с проблемой принадлежности их к геосинклинальным складчатым областям. — В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии: М., МГУ, 1978, с. 71—79.

Петрушевский Б. А. О тектонической природе Гималаев. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 14, вып. 1, с. 5—30.

Резвой Д. П. Тектоника Гималаев (развитие представлений и современное состояние проблемы). — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 348—365.

Bassoullet J.-P., Colchen M., Guex J., Lys M. et. al. Permien terminal neritique, Scythien pélagique et volcanisme sous-marin, indices de processus tectono-sedimentaires distensifs a la limite Permien — Trias dans le block exotique de a suture de l'Indus (Himalaya de Ladakh). — C. R. Acad. Sci. Paris, 1978, t. 287, D, p. 675—678.

Bassoullet J. P., Colchen M., Juteau T. et al. L'edifice des nappes du Zanskar (Ladakh Himalaya). — C. R. Acad. Sci. Paris, 1980, t. 290, D, p. 389—392.

Bhat M. I., Zainuddin S. M., Rais A. Panjal Trap chemistry and the birth of Tethys. — Geol. Mag., 1981, v. 118, № 4, p. 367—375.

Chang C., Chang H. Some tectonic features of the Jolmo Lungma area, Southern Tibet, China. — Sci. Sinica, 1973, v. 16, p. 257—265.

Chen Guoda et al. A brief review on the geotectonics of China. Scientia Geol. Sinica, 1975, v. 3, p. 205—219.

Cummings D., Schiller G. I. Isopach map of the Earth's crust. — Earth Sci. Rev., 1971, v. 7, p. 97—110.

Fuchs G. Outline of the geology of the Himalaya. Mitt. österr. geol. Ges., 1981/82, 74/75, s. 101—127.

Gansser A. The significance of the Himalayan suture zone. — Tectonophysics, 1980, v. 62, p. 37—52.

Himalaya. Sciences de la Terre. Colloques CNRS, № 268, Paris, 1977.

Huang Chi-ching (Huang T. K.). An outline of the tectonic characteristics of China. — Ecl. Geol. Helv., 1978, v. 71, № 3, p. 611—635.

Jain A. K., Thakur V. C. Abor volcanics of the Arunachal Himalaya. — J. Geol. Soc. India, 1978, v. 19, № 8, p. 335—349.

Krummenacher D., Bassett A. M., Kingery F. A., Layne H. F. Petrology, metamorphism and K/Ar determinations in Eastern Nepal. Tect. geol. of Himalaya, New Delhi, Today a. Tomorrow's, 1978, p. 151—166.

Kumar R., Shah A. N., Bingham D. K. Positive evidence of a Precambrian tectonic phase in Central Nepal, Himalaya. — J. Geol. Soc. India, 1978, v. 19, № 11, p. 519—522.

Le Fort P. Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc. — Amer. J. Sci., 1975, v. 275A, p. 1—44.

Mattauer M. Sur le mécanisme de la formation de la schistosite dans l'Himalaya. — Earth a. Planet. Sci. Lett, 1975, v. 28, p. 144—154.

Mitchell A. H. G. Phanerozoic plate boundaries in mainland SE Asia, the Himalayas and Tibet. — J. Geol. Soc. Lond., 1981, v. 138, № 2, p. 109—122.

Molnar P., Chen Wang-ping. Evidence of large Cainozoic crustal shortening of Asia. — Nature 1978, v. 273, p. 218—220.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. — Science, 1975, v. 189, p. 419—426.

Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics of Tibet. — J. Geophys. Res., 1978, v. 84, p. 5361—5375.

Montenat C. L'evolution des domaines téthysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Cretacé. — In: Geologie des chaines alpines issues de la Téthys. Mem. BRGM, 1980, № 115, p. 180—198.

Nair N. G. K., Mithal R. S. The Himalaya and the Caucasus a comparisson of their magmatism and metallogeny. — In: Himalayan geology, 1977, v. 7, pp. 175—197.

Ni G., York J. E. Late Cenozoic tectonics of the Tibetan plateau. — J. Geophys. Res., 1978, v. 83, p. 5377—5384.

Notes on the geology of Tibet and adjacent areas. USGS open file report 80—501. Reston, Va, 1980.

Pal A. K., Chaloner W. G. A Lower Carboniferous Lepidodendropsis flora in Kashmir. — Nature, 1979, v. 281, p. 295—297.

Powell C. M., Conaghan P. J. Plate tectonics and the Himalaya. — Earth a. Planet. Sci. Lett, 1973, v. 20, p. 1—20.

Powell C. Mc A., Conaghan P. J. Tectonic models for the Tibetan plateau. — Geology, 1975, v. 3, p. 727—731.

Raina B. N. A review of the stratigraphy and structure of Lesser Himalaya of Uttar Pradesh and Himachal Pradesh. Tect. geol. of Himalaya, New Delhi, Today a. Tomorrow's, 1978, p. 79—112.

Romanowicz B. A. Constraints on the structure of the Tibet Platcau from pure path phase velocities of Love and Rayleigh waves. — J. Geoph. Res., 1982, v. 87, № B8, p. 6865—6883.

Shackleton R. M. Structure of Southern Tibet: report on a traverse from Lhasa to Kathmandu organized by Academia Sinica. — J. Struct., Geol., 1981, v. 3, № 1, p. 97—106.

Shah S. K. Facies pattern of Kashmir within the tectonic framework of Himalaya. Tect. geol. of Himalaya, New Delhi, Today a. Tomorrow's, 1978, p. 63—78.

Sinha-Roy S. Reactivated Tibetan block in a Tethyan context. — J. Struct. Geol., 1981, v. 3, № 4, p. 459—466.

Srikantia S. V. a. *Bhargava O. N.* The Indus tectonic belt of Ladakh Himalaya: its geology, significance and evolution. Tect. geol. of Himalaya, New Dalhi, Today a. Tomorrow's, 1978, p. 43—62.

Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mem. h. s. Soc. Geol. Fr., 1977, v. 8, p. 333—353.

Stöcklin J. Geology of Nepal and its regional frame. — J. Geol. Soc. London, 1980, v. 137, p. 1—34.

Tectonic geology of Himalaya (ed. P. S. Saklani). New Delhi: Today a. Tomorrow's, 1978.

On tectonic systems. Peking, 1976.

Tewari A. P. On the Upper Tertiary deposits of Ladakh Himalayas and correlation of various geotectonic units of Ladakh with those of the Kumaon-Tibet region. 22 Int. Geol. Congr., New Delhi, 1964, sect. 11, p. 37—58.

Глава VIII

ИНДОКИТАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

Индокитайский п-ов — крайний восточный сегмент Средиземноморского пояса — вместе с Индонезийским архипелагом образует область перехода от Средиземноморского пояса к Тихоокеанскому — Индопацифик, по удачному обозначению Нгуен Нгием Миня. Вместе с тем, между Индокитаем и Индонезией существует одно очень важное отличие — структура Индокитая, кроме Западной Бирмы, была в основном консолидирована к началу юры, в то время как Индонезия продолжала испытывать активное геосинклинальное развитие в позднем мезозое и кайнозое. Поэтому представляется целесообразным дать раздельное описание Индокитайской и Индонезийской областей. При этом в объем Индокитайской области включаются Андаманский и Никобарский архипелаги, Андаманское море, о. Суматра, п-ов Малакка и Сиамский залив.

В этих рамках можно выделить следующие основные структурные единицы: Бирмано-Зондскую позднекиммерийскую и альпийскую складчатую систему, Синобирманский срединный массив, Юньнань-Малайскую раннекиммерийскую складчатую систему, Индосинийский срединный массив, Лаосско-Вьетнамскую герцинскую и раннекиммерийскую складчатую систему (рис. 71).

На севере Лаосско-Вьетнамская система сближается с Юньнань-Малайской, продолжение которой намечается в пределах Центрального Тибета (см. главу VII). Здесь граница Индокитайской области с Тибетско-Гималайской частично является естественной, определяясь системой северо-восточных и субмеридиональных сдвигов, частично же условной. В рельефе складчатым системам отвечают в основном средневысотные горные сооружения (максимальные отметки не превышают 5700 м, а средние много ниже), а срединным массивам — расчлененные плато Шан (Синобирманский массив) и Контум и низкое плато Корат (Индосинийский массив). Низменностями выражены кайнозойские депрессии: Центрально-Бирманский тыльный (межгорный) прогиб, отделяющий Западно-Бирманскую систему от Синобирманского массива; Менамский прогиб, наложенный на Юньнань-Малайскую систему, Меконгский прогиб, наложенный на Индосинийский массив, и Ханойский прогиб — на Лаосско-Вьетнамскую складчатую систему. Все эти три прогиба находят свое продолжение в акваториях — Центрально-Бирманский прогиб в Андаманском море. Менамский прогиб — в Сиамском заливе, Ханойский прогиб — в заливе Бакбо (Тонкинском) Южно-Китайского моря.

Геологическая изученность региона очень неравномерная и в общем явно недостаточная. Первые сведения о геологии области принадлежали французским (собственно Индокитай), английским (Бирма, Малайя) и голландским (Суматра) геологам. Уровень изученности стал быстро повышаться после завоевания странами региона независимости, и в них появились национальные геологические службы и кадры. К настоящему времени наилучшей изученностью обладает северная часть Вьетнама, благодаря совместным исследованиям вьетнамских и советских геологов [Гатинский и др., 1971]. В дальнейшем детальному изучению подверглись отдельные районы Бирмы, Таиланда, Малайзии и появились сводные работы [Geology of the Malay Penisula, 1973], статьи по Бирме, Таиланду и Суматре [Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, 1977]. Наименее изученными остаются территории Лаоса, Камбоджи

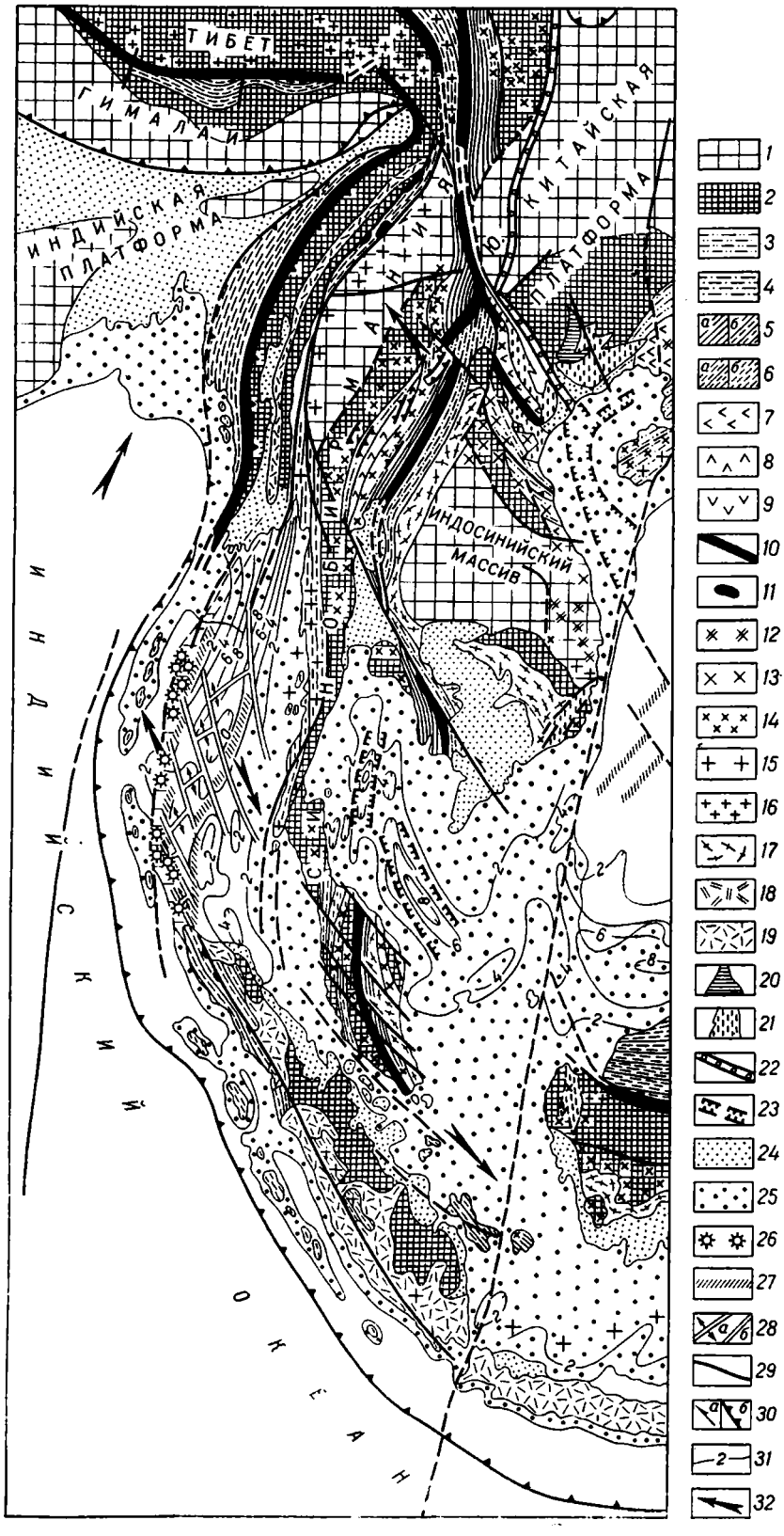


Рис. 71. Тектоническая схема Юго-Восточной Азии (по Ю. Г. Гатинскому, с дополнениями).

1 — блоки докембрийской континентальной коры (древние платформы и срединные массивы); *2* —

и Южного Вьетнама; здесь главным источником информации все еще служат работы французских геологов [Workman, 1977]. Прогрессу исследований в странах Юго-Восточной Азии заметно способствовала деятельность. Экономической и Социальной комиссии ООН по Азии и Тихому океану (ЭСКАТО) [Geology and Mineral Resources..., 1978]. Определенный прогресс в последние годы отмечается в изучении крайней северной части региона, находящейся в пределах КНР. С начала 70-х годов появляются работы с попытками приложения к расшифровке тектонической истории Юго-Восточной Азии и Индокитая, в частности идей тектоники плит. Наиболее убедительные на сегодня реконструкции предложены Ю. Г. Гатинским и А. Митчелом [Гатинский, 1981; Mitchell, 1981].

2. Бирмано-Зондская складчатая геосинклинальная система

Эта система начинается на севере торцовым сочленением с Гималаями вдоль разлома Миджу, откуда протягивается в общем южном направлении через Индо-Бирманские горные цепи и архипелаг Андаманских и Никобарских о-вов, постепенно поворачивая на юго-восток и включая о. Суматру и северо-западный участок о. Явы. Протяженность системы в таком объеме составляет 4500 км. В неотектоническом плане данная система, по существу, не заканчивается на Яве, а простирается далее к востоку уже в общем широтном направлении вдоль восточных Зондских о-вов и затем опоясывает крутой дугой море Банда; ее общая длина в такой трактовке около 6500 км. Однако по своей докайнозойской истории это восточное продолжение Бирмано-Зондской системы, известное как дуга Банда, существенно отличается от данной системы в узком ее понимании и поэтому включено нами в описание Индонезийской области.

Бирмано-Зондская система (s. str.) состоит из трех сегментов — Индо-Бирманского, Андамано-Никобарского и Ментавайского.

Индо-Бирманский сегмент представлен одноименной горной системой высотой до 3700 м, образующей полого выпуклую к западу дугу протяженностью около 1500 км. Эта дуга распадается на три отрезка — хребта, известных под названием «холмов» Нага (Naga Hills), «холмов» Чин (Chin Hills) и хребта Аракан Йома. Первый отрезок находится в пределах Индии, второй и третий — Бирмы. Ширина дуги до 150 км. На западе Индо-Бирманская складчатая система через передовой молассовый прогиб граничит с Бенгало-Ассамской зоной перикратонных опусканий Индостанской платформы (рис. 72). Передовой прогиб, на юге именуемый Предараканским, выполнен очень мощной молассой — до 20 км, по Р. О. Брунншвейлеру [Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса, 1977], морской в нижней части (миоцен) и континентальной в верхней (плиоцен). Моласса эта резко несогласно залегает на палеогеновых и меловых отложениях самого складчатого сооружения и испытала несколько фаз деформаций; последняя — в конце плиоцена —

древние шельфы на докембрийском основании (многеосинклинальные складчатые зоны): *3*, *6* — фанерозойские складчатые пояса (эвгеосинклинальные и мезогеосинклинальные зоны): *3* — раннепалеозойские, *4* — среднепалеозойские, *5* — позднепалеозойские — раннемезозойские со стабилизацией в позднем триасе (*а*) и в раннем мелу (*б*), *6* — позднемезозойские — кайнозойские со стабилизацией в начале неогена (*а*) и продолжающие активное развитие (*б*); *7—9* — выходы вулканитов островодужного типа среди подвижных поясов: *7* — раннепалеозойские, *8* — среднепалеозойские, *9* — кайнозойские; *10* — зоны тектонического меланжа; *11* — альпинотипные ультрамафиты; *12—19* — участки выходов магматитов окраинно-континентальных поясов и зон столкновения преимущественно гранитоидов (12—16): *12* — начала — середины среднего палеозоя, *13* — конца среднего палеозоя, *14* — позднего палеозоя — раннего мезозоя, *15* — позднего мезозоя, *16* — кайнозоя и преимущественно вулканитов (17—19): *17* — позднего палеозоя — раннего мезозоя, *18* — позднего мезозоя, *19* — кайнозоя; *20—22* — рифты на континенте: *20* — палеозойские, *21* — мезозойские, *22* — кайнозойские, *23* — кайнозойские рифты в море; *24* — крупные кайнозойские впадины на материке; *25* — современные шельфы; *26* — кайнозойские подводные вулканы; *27* — контуры глубоководных впадин с океанской корой; *28* — кайнозойские зоны спрединга: *а* — активные в современную эпоху, *б* — отмершие; *29* — крупные разломы, без разделения; *30* — сдвиги (*а*) и надвиги и поддвиги (*б*); *31* — изопахиты (в км) верхнекайнозойских осадков в море; *32* — направление движения плит

Крупные разломы, в основном сдвиги (буквы в кружках): М — Мишми, С — Сагаинг-Мьиткин, ЗА — Западно-Андаманский, См — Семангко, Л — Лупар, Хл — Хлонг-Маруи, Д — р. Да (Черной) р. Хонг-Ха (Красной), Дб — Дьенбьенфу

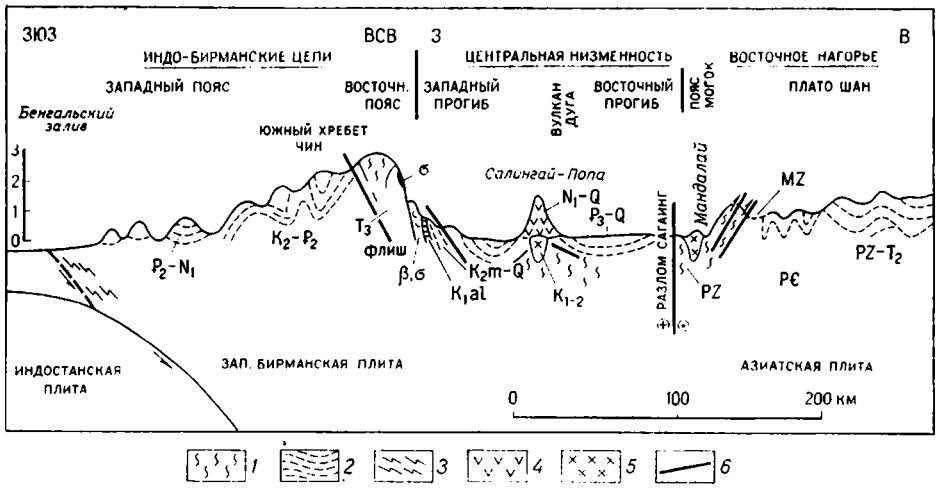


Рис. 72. Схематический профиль через главные морфологические и структурные зоны Бирмы (по А. Митчелу и др.).

1 — метаморфиты; *2* — осадочные толщи; *3* — деформированные осадки; *4* — молодые вулканиты; *5* — интрузии гранитоидов; *6* — разломы

начале плейстоцена. В итоге слои оказались смятыми в складки, прямые или скошенные к западу, осложненные надвигами того же направления. Передовой прогиб суживается и затем выклинивается в северном (северо-восточном) направлении (Ассам) и одновременно усложняется его структура, приобретая чешуйчато-надвиговый характер.

В строении Западной зоны самого складчатого сооружения участвуют верхнемеловые и палеогеновые (олигоцен часто отсутствует) отложения, образующие мощную и весьма интенсивно дислоцированную флишевую формацию. В ее нижней, верхнемеловой части рассеяны олистолиты офиолитов, триасовых турбидитов и глин и известняков верхнего мела и эоцена. Палеогеновый флиш залегает, возможно, несогласно на олистостромовой толще. На востоке в тектонических чешуях встречаются метаморфические породы, включая глаукофановые сланцы; они рассматриваются ныне как продукт метаморфизма верхнемеловых — нижнепалеогеновых образований. Восточная зона сооружения сложена триасовыми, ладинско-карнийскими турбидитами и сланцами, на которые надвинут офиолитовый меланж, состоящий из серпентинизированных гарцбургитов, габбро, пиллоу-базальтов, радиоляритов, пелагических известняков. На этом меланже и триасовых турбидитах несогласно залегают верхнеальбские известняки, маастрихтские конгломераты, мелководный палеоген и нижний миоцен, подвергшиеся, однако, интенсивному смятию.

На севере передовой прогиб, а за ним обе зоны Индо-Бирманского сегмента поворачивают к востоку, срезаются тектоническим контактом с Шиллонгским выступом фундамента Индостанской платформы и далее вместе с последним ограничиваются с востока меридиональным сдвигом Сагаинг [Mitchell, 1981].

Андамано-Никобарский сегмент представлен одноименными архипелагами островов, непосредственно продолжающими к югу Индо-Бирманские горные цепи. По разрезу и структуре эта типичная невулканическая островная дуга практически и не отличается от своего континентального продолжения. Мы находим здесь те же меловые офиолиты с радиоляритами, пелагическими известняками, а также кварцитами неясного происхождения, верхнемеловые — нижнепалеогеновые кремнистые известняки, гравелиты и конгломераты с обломками офиолитов, подстилающие эоцен-олигоценовый «андаманский» флиш и, наконец, несогласно залегающие на вершине дуги мелководные неогеновые известняки и обломочные осадки. Донеогеновые отложения вовлечены

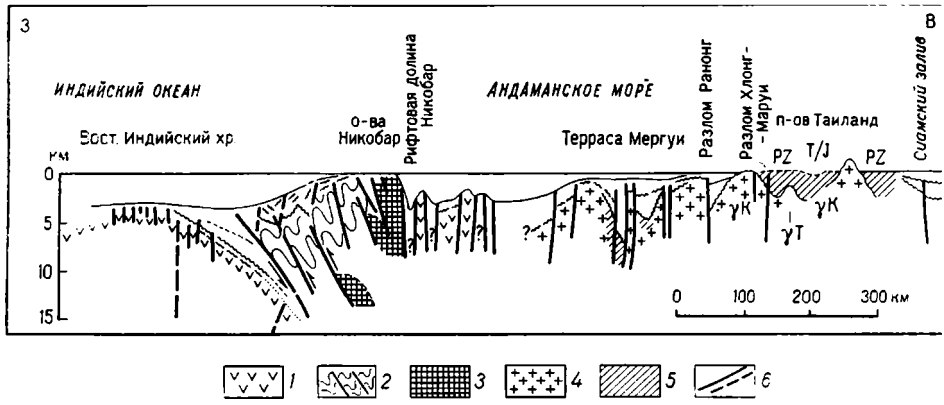


Рис. 73. Региональный профиль по широте 8°30′С (по Д. Д. Паулу и Г. М. Лиану).
1 — океанские базальты; *2* — мощные третичные отложения с чешуйчатой структурой; *3* — офиолиты и более древние осадки; *4* — граниты; *5* — отложения палеозоя, триаса и юры; *6* — разломы

в сложную западновергентную чешуйчатую структуру, а породы офиолитового комплеса образуют меланж (рис. 73).

Андаманско-Никобарская дуга сопровождается с океанской стороны желобом — северным окончанием Зондского (Яванского), глубина которого, однако, не превышает 4 км и лишь против южной части Никобарских островов достигает около 4,5 км. Это объясняется тем, что желоб засыпан осадками Бенгальского конуса выноса. Осадки, включая самые молодые, в островном склоне желоба втянуты в субдукцию вдоль активной зоны Беньофа, которая в данном сегменте достигает уже глубины 200 км против 150 км в Индо-Бирманском.

Ментавайский сегмент. На юге Андамано-Никобарская островная гряда находит прямое продолжение в цепочке островов, протягивающихся параллельно юго-западному побережью Суматры на расстояние порядка 100 км; наиболее крупными являются острова Ниас и Сиберут в группе Ментавай. Профиль через о. Ниас недавно подвергся детальному изучению [Moore, Karig, 1980; Moore et al., 1980]. В его структуре тектонически чередуются два комплекса — более древний, вероятно палеогеновый тектонический меланж и более молодой миоценовый, смятый в узкие острые («шевронные») и крутые складки. В составе меланжа 20 % составляют породы офиолитовой ассоциации — ультрамафиты, габбро, пиллоу-базальты и кремни, остальное — осадочные породы, в том числе конгломераты с галькой андезитов, базальтов, гранитов, метаморфических сланцев, явно снесенных с Суматры. Миоценовый комплекс сложен цикличным, флишевым чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, мергелей и вулканических пеплов с преобладанием мергелей. Эти образования интерпретируются как осадки склона желоба, отложенные мутьевыми потоками. Смена комплексов фораминифер и увеличение карбонатности вверх по разрезу указывает на постепенный подъем с абиссальных или нижнебатиальных глубин порядка 4 км до уровня шельфа к началу плиоцена, осадки которого включают коралловые рифы. На поверхности острова чередуются разделенные разрывами полосы меланжа и миоцена шириной 2—3 км с общим крутым северо-восточным наклоном, причем миоцен залегает синформно. Это интерпретируется как чередование тектонических чешуй в составе аккреционной призмы, с несогласным залеганием миоцена на меланже (рис. 74).

Судя по отрывочным данным, другие острова Ментавайской гряды имеют аналогичное строение. Со стороны океана гряда сопровождается глубоководным желобом — Яванским, или Зондским, глубины которого постепенно возрастают от менее 5 км против северного конца Суматры до более 7 км против центральной Явы, по мере уменьшения осадочного заполнения, связанного с Бенгальским конусом выноса.

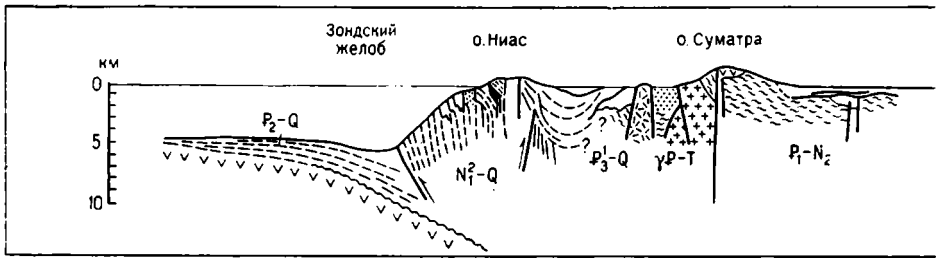


Рис. 74. Геологический профиль через Суматру, Малайский п-ов и шельф Сунда (SEATAR, 1980 г.).

1 — интрузии; *2* — граниты; *3* — вулканиты; *4* — офиолиты; *5* — мезозой; *6* — палеозой; *7* — кайнозойские осадки

Сейсмофокальная поверхность в районе Суматры достигает (на юге) глубины более 300 км.

От о. Суматра Ментавайская невулканическая дуга отделена проливом с глубиной дна до 2 км против Суматры, а против Явы — до 3—4 км. Этот пролив отвечает прогибу — внешнедуговому бассейну (outerarc basin) американских исследователей. Он выполнен осадочной толщей мощностью до 6 км, на северо-востоке перекрывающей акустический фундамент более древних пород Суматры. В сторону внешней дуги верхние слои утоняются и вовлекаются в деформации, с вергентностью от дуги к оси прогиба. Нижние же горизонты, видимо, переходят в образования аккреционной призмы [Hamilton, 1979]. Существует и другая трактовка — продолжение аккреционной призмы до побережья Суматры с наложением на нее всей структуры внешнедугового бассейна [Karig et al., 1980].

По структурному положению между невулканической и вулканической дугами внешнедуговой бассейн у побережья Суматры отвечает прогибу к востоку от Андаман-Никобарского архипелага и западной ветви Центрально-Бирманского межгорного прогиба (см. ниже).

Центрально-Бирманский прогиб, Андаманская впадина и о. Суматра. На востоке Индо-Бирманский сегмент Бирмано-Зондской складчатой системы граничит по геоморфологически четко выраженному вертикальному разлому с Центрально-Бирманским межгорным прогибом, выполненным мощной — до 17 км [Mitchell, McKerrow, 1975] олигоцен-неогеновой молассой, преимущественно континентальной к северу от широты Мандалая и морской к югу (плиоцен везде в основном континентальный). На востоке Центрально-Бирманский прогиб по крупному разлому Сагаинг, выраженному уступом в рельефе и рассматриваемому как правый сдвиг, граничит с Синобирманским массивом. Примерно посредине прогиба, ширина которого превышает 200 км, прослеживается молодой вулканический пояс, на юге выраженный хребтом Пегу-Йома, в котором выступают также тектонически приподнятые молассовые образования. Вулканические породы имеют известково-щелочный состав и возраст от среднемелового до четвертичного; известны и интрузивные образования — гранодиориты. Молодой вулканизм связывается с существованием сейсмофокальной зоны Беньофа, падающей к востоку под Индо-Бирманскую дугу и прослеживающейся до глубины 150 км. К востоку от основного вулканического пояса, на границе с Синобирманским массивом известны проявления новейшего щелочно-основного магматизма, что согласуется с указанным представлением.

Вулканический пояс разделяет Центрально-Бирманский прогиб на два частных прогиба — западный и восточный. Западный наложен на восточное крыло Индо-Бирманской геосинклинали; вдоль него следует р. Чиндвин и нижнее течение р. Иравади. Восточный прогиб совпадает с долинами верхнего течения рек Иравади и Ситтанг.

Молассовое выполнение Центрально-Бирманского прогиба подвер-

глось относительно наибольшей складчатой деформации в его западном крыле и на юге, где брахиантиклинали заключают залежи нефти и газа и осложнены грязевыми вулканами. На юге Центрально-Бирманский прогиб открывается в котловину Андаманского моря, явно составляя ее северное окончание.

Впадина Андаманского моря [Curray et al., 1979] вытянута на 1200 км в общем меридиональном направлении. Ее относительно небольшая глубина, немногим превышающая 4 км, в узком троге непосредственно к востоку от Андаман-Никобарской дуги связана с заполнением мощными осадками рек Иравади и Ситтанг, образующими крупный Андаманский конус выноса в северной части моря, мощностью в 5—6 км. В центральной части бассейна мощность осадков составляет 4 км, они подстилаются типичным вторым слоем океанской коры.

На западе глубоководная котловина отделена Западно-Андаманским меридиональным разломом от островной дуги; на востоке она ограничена подводной террасой Мергуи (Мьён) с архипелагом одноименных островов, примыкающей к северной части п-ова Малакка. Терраса эта, вероятно, представляет собой южное продолжение Синобирманского массива. Почти непосредственно восточнее Западно-Андаманского разлома протягивается цепочка островных и подводных вулканов известково-щелочного (андезиты) состава, являющаяся соединительным звеном между вулканическими поясами Центральной Бирмы и Суматры; совершенно очевидно, что она связана с той же зоной Беньофа. Еще восточнее, примерно в центральной части моря, установлено существование рифтовой долины шириной 5—8 км и глубиной около 500 м с несколько приподнятыми краями, покрытыми довольно мощными, полого залегающими осадками. К рифтовой зоне приурочен заметно повышенный тепловой поток. На севере рифт скрывается под мощными осадками Андаманского конуса выноса, на юге обрезается продолжением Центрально-Суматринского сдвига (сдвиг Семангко), играющего здесь роль трансформного разлома. По данным фокальных механизмов землетрясений, этот сдвиг прослеживается на север до южной части Андаманского архипелага. Несколько других трансформных разломов северо-западного и север-северо-западного направления смещают ось спрединга далее к северу.

На участках относительно пониженной мощности осадков наблюдается отчетливые линейные магнитные аномалии, симметричные относительно рифта. Идентификация этих аномалий показала, что древнейшая из них это аномалия № 5 с возрастом 10,8 млн. лет, чем и определяется поздне- или среднемиоценовый возраст раскрытия Андаманского бассейна при средней скорости 3,72 см/год. В настоящее время намечается перестройка рифтовой системы с «перескоком» оси спрединга к западу.

Суматра. В пределах этого острова, вытянутого на 1700 км в северо-западном направлении, шириной от 200 км на севере до 350 км на юге, мы находим продолжение основных зон Центральной Бирмы и Андаманского моря. Основной хребет Суматры — хр. Баризан несет цепь молодых стратовулканов (крупнейший Керинтжи, 3805 м) и является типичным вулкано-плутоническим поясом с известково-щелочным магматизмом. Начало вулканической деятельности относится к олигоцену, среди ее продуктов преобладают андезиты, дациты и риодациты, име-

ются и риолиты; характерно широкое развитие игнимбритов. Одно из крупных игнимбритовых полей связано с образованием 75 тыс. лет назад огромной кальдеры Тоба на севере острова, занятой озером глубиной до 500 м. Соотношения изотопов стронция показывают, что кислая магма возникла при значительной контаминации более древней континентальной коры. Вулканический пояс Баризан составляет несомненное продолжение вулканических поясов Андаманского моря и Центральной Бирмы, а на юго-западном побережье Суматры наблюдаются элементы внутреннего крыла внешнедугового прогиба.

Примерно вдоль оси Баризанского хребта прослеживается полоса продольных долин, намечающих крупную зону разлома — правого сдвига, протягивающегося через весь остров вплоть до его южной оконечности, а на севере уходящего к Андаманским островам. Большая часть стратовулканов находится в зоне этого сдвига, дающего ряд ветвей. С ним связано и большинство очагов землетрясений, причем во время нескольких из них наблюдались горизонтальные смещения от 0,5 до 2,0 м. Смещены и современные речные долины и лахары, а также игнимбриты вокруг кальдеры Тоба. Однако величина общего смещения остается точно неизвестной; она может достигать 150 км, а по мнению Б. Пейджа, значительно больше, порядка 400 км, с началом в мезозое [Page et al., 1979].

Северо-восточная большая часть Суматры занята кайнозойским прогибом, тыльным по отношению к вулканической дуге. Он служит в общем южным продолжением восточных прогибов Центральной Бирмы и Андаманского моря, но по отношению к последнему несколько смещен кулисообразно к юго-востоку, отделяясь от него подводной грядой Мергуи, примыкающей на севере к одноименной подводной же террасе. Прогиб северо-восточной Суматры зародился в олигоцене на неровном, тектонически расчлененном основании и вначале заполнялся континентальными, но вскоре (с позднего олигоцена или раннего миоцена) морскими обломочными осадками молассового типа. Снос происходил в основном с востока, со стороны Малайи и современного шельфа Сунда, отчасти с остаточных внутренних поднятий. Максимум трансгрессии приходится на конец раннего — начало среднего миоцена. Первоначально отложения перекрывали и современный Баризанский хребет, а ограничением бассейна, в центральной части которого накапливались эвксинские глинистые фации, являлась суша в районе современной невулканической дуги. Позднее важным источником сноса стала Баризанская вулканическая дуга. В конце среднего миоцена началась регрессия, а ось прогиба сместилась к северо-востоку. Общая мощность молассового выполнения прогиба северо-восточнее Суматры на отдельных участках, в частности в районе Палембанга на юге достигает 4—5 км. Складчатые дислокации частично отражают конседиментационные перемещения блоков фундамента, частично связаны со смещениями по зоне сдвига и, наконец, с поднятием Баризанского пояса. Дополнительные осложнения внес глиняный диапиризм. В общем интенсивность дислокаций в прогибе возрастает к западу и северу.

Домеловые образования Суматры, по мнению У. Гамильтона, распределены по существенно иному структурному плану, чем кайнозойские и меловые, хотя он, а также Б. Пейдж и его соавторы, считают, что вулканическая дуга и зона субдукции существуют по крайней мере, с мела. У. Гамильтон отмечает сходство в фациальной зональности верхнего палеозоя (более древние отложения здесь неизвестны) и триаса с Малайей (см. ниже), а именно — на западе развиты не содержащие вулканитов платформенные мелководные карбонатно-терригенные фации с типично катазиатской тропической позднепалеозойской флорой и фауной фузулинид; на востоке отложения тоже мелководные карбонатно-обломочные, но с обильными вулканитами среднего и кислого состава. В полосе, разделяющей эти фациальные (формационные) зоны, а также вдоль главного сдвига выходит серпентинитовый меланж,

по Гамильтону, вероятно, палеозойского возраста, но, возможно, и более молодой мезозойский. Не исключено, как и считает Гамильтон, что на Суматре имеются офиолиты обоих возрастов. Известны на Суматре и докайнозойские граниты в том числе оловоносные, сходные с малайскими. Радиометрические определения указывают на присутствие позднепалеозойских (только на востоке?), триасовых и меловых гранитов. На юге острова обнажены меловые осадочные, глубоководные и мелководные отложения — известняки, мергели, а также вулканогенные породы — андезиты, базальты.

Положение офиолитового шва и границы верхнепалеозойско-триасовых формационных зон на Суматре значительно сдвинуты к западу по сравнению с Малайей, и это заставляет предполагать, что Суматра может быть смещена относительно Малайи по крупному, порядка 300 км правому сдвигу, проходящему вдоль Малаккского пролива или в основании Восточно-Суматринского прогиба.

На юге Суматра отделена от Явы Зондским проливом, вдоль которого, весьма вероятно, проходит меридиональная зона разлома. Она проявляется в изменении простирания Зондской дуги, в резком увеличении к востоку глубины сейсмофокальной поверхности — 600 км на Яве против 300 км на юге Суматры, а также в грандиозном извержении вулкана Кракатау с образованием гигантской кальдеры. От этого разлома, по существу, начинается дуга (вернее, система дуг) Банда.

3. Синобирманский срединный массив

Основную часть этого массива занимает Восточно-Бирманское нагорье, известное также как плато Шан. На западе Синобирманский массив обрезан крупным позднекайнозойским меридиональным правым сдвигом Сагаинг-Намьин, по которому западные районы Бирмы (Индобирманские цепи) испытали смещение к северу порядка 450 км относительно восточных (плато Шан), приведшее к их надвигу на юго-восточный край Шиллонгского выступа Индостанского кратона [Mitchell, 1981]. В Северной Бирме этот сдвиг отрезает от восточной зоны Индобирманской системы ее бывшее северное продолжение, служившее, по А. Митчеллу, соединительным звеном между нею и офиолитовой зоной Инда — Цангпо. К этому офиолитовому поясу принадлежат, очевидно, и выходы пород офиолитовой ассоциации, а также глаукофановых сланцев в районе знаменитых разработок нефрита на севере центральной Бирмы, выступающие из-под кайнозойской молассы.

Фундамент Синобирманского массива выступает в его северной части. Наиболее древние породы обнажены в выступе Могок к северо-северо-востоку от г. Мандалая. Здесь установлены двупироксеновые основные кристаллические сланцы, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, мраморы, т. е. породы гранулитовой фации метаморфизма — фация гиперстен-кордиеритовых гнейсов, по А. А. Маракушеву [Фан Чыонг Тхи, 1980]. Возраст этих пород, вероятно, архейский, хотя радиометрические определения отсутствуют. Более молодой, вероятно раннепротерозойский возраст имеют биотитовые сланцы (местами гнейсы) и кварциты. Широким распространением пользуются интенсивно складчатые, затронутые кливажем и прорванные биотит-микроклиновыми гранитами, но слабо метаморфизованные (до филлитов) флишоидно-терригенные отложения, скорее всего относящиеся к самым верхам протерозоя, так как они резко несогласно перекрываются вендом (?) — кембрием[1]. Эти последние начинают собой уже разрез чехла массива. Кембрий представлен пестроцветными кварцитами, доломитами, известняками; в его основании местами присутствует толща кислых вулканитов; это очень напоминает низы осадочного чехла Ирана и южной Турции.

[1] Радиометрические определения (K/Ar метод) долерита и диорита, прорывающих эти образования, составляют 834±15 и 982±20 млн. лет [Mitchell et al., 1977].

Выше следует терригенно-карбонатная формация ордовика — силура — девона с характерной пачкой граптолитовых сланцев в низах силура. С перерывом и несогласием эта формация перекрывается толщей известняков и доломитов, которая и образует расчлененную закарстованную поверхность Шанского плато. Ее возраст в основном пермотриасовый, но в низах найдены и девонские окаменелости. Самую верхнюю часть разреза чехла образует красно- и пестроцветная терригенно-карбонатная формация верхов триаса — юры с эвапоритами в основании и скудной фауной морских фораминифер и брахиопод в нижней половине. Весь этот чехол подвергся в поздне- или послеюрское время пологим складчато-блоковым деформациям. В южной части Восточной Бирмы вдоль западного ограничения массива протягивается крупный гранитный батолит позднемезозойского возраста; граниты широко распространены и на востоке массива. Крайняя северо-западная часть массива в Северной Бирме перекрыта кайнозойской континентальной молассой; последняя выполняет и отдельные грабены в восточной части массива.

На севере Синобирманский массив включает участок западной Юньнани в районе Деонг Шан-Качин (Баошан—Менлян), на востоке охватывает северо-западные районы Таиланда, а на юге — основание п-ва Малакка, против залива Мартабан, где срезается разломом северо-западного — юго-восточного направления. Это не исключает возможной принадлежности к данному массиву подводной террасы Мергуи к западу от п-ова Малакка (см. выше). Восточную окраину массива ныне составляют Западные хребты Таиланда, которые, вместе с тем, обособляются в особую структурную единицу, занимающую, по мнению С. Буноласа и П. Велла, более приподнятое положение по сравнению с Шанской зоной [Geology a. mineral resources..., 1978], поскольку они сложены в основном метаморфитами позднего докембрия и шельфовыми осадками раннего палеозоя.

4. Юньнань-Малайская складчатая геосинклинальная система

Далее к востоку, через западную часть провинции Юньнань (КНР), крайний восток Бирмы и северо-западный Лаос в центральную часть Таиланда простирается раннекиммерийская Юньнань-Малайская складчатая геосинклинальная система. Южнее она охватывает п-ов Малакка (кроме самой северной части, относящейся еще к Синобирмании), а также острова Бангка и Билитунг. Доказательством энсиматической природы этой системы может служить офиолитовый пояс, прослеженный от г. Уттарадит на севере Таиланда через г. Луанг-Прабанг в Лаосе, район Чиам-Рай на крайнем северо-востоке Бирмы и далее, видимо, продолжающийся в район Ланпинь-Симао Юньнани. В этом последнем районе известны также глаукофановые сланцы [Notes on the geology..., 1980]. Наиболее древние осадочные отложения системы относятся к ордовику — силуру и представлены мощной черносланцевой формацией с примесью пирокластического материала с кремнями и пелагическими известняками, продолжающейся в девоне и нижнем карбоне флишевой формацией. В пределах Юньнани намечается восточный борт глубоководного бассейна — здесь неритические фации палеозоя, начиная с ордовика, залегают несогласно на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте амфиболитовой и даже гранулитовой фаций (край Китайского континента). Со среднего девона и до нижней перми включительно в разрезе этого борта господствуют известняки. Неритические известняки приобретают со среднего карбона существенную роль в разрезе и собственно геосинклинальной зоны Юньнани, сменяясь в триасе после некоторого перерыва еще более мелководными обломочно-вулканогенными образованиями. На юге, в Таиланде, в перми также развиты известняки, но в конце перми — начале триаса погружения вновь усилились и привели к восстановлению глубоководных условий с накоплением флиша и кремней в среднем — позднем триасе.

Весьма примечательно широкое и почти непрерывное развитие островодужных вулканитов от силура до триаса включительно между краем Синобирманского массива и офиолитовым поясом. Это дало основание С. Бунопасу и П. Веллу наметить здесь вулканическую дугу (точнее краевой вулканический пояс по отношению к Синобирмании), связанную с субдукцией океанского типа коры к западу под Синобирманский массив, а также аналогичный пояс к востоку от офиолитового шва, очевидно уже на краю Индосинийского массива, в поздней перми — ранней юре, по мнению Т. Танасутипитака [Geology a. mineral resources..., 1978].

Главной и завершающей эпохой деформаций Юньнань-Малайской системы явилась индосинийская эпоха в конце триаса, точнее в нории—рэте. К ней было приурочено и внедрение основной части оловоносных гранитов, столь широко распространенных в пределах не только самой геосинклинали, но и ее западного обрамления. Однако радиометрические (Rb/Sr и K/Ar) определения возраста гранитов указали на проявление еще по крайней мере двух фаз гранитообразования — в позднем карбоне (~280 млн. лет) и в конце перми — начале триаса (250 млн. лет) и на значительную (от 230 до 200 млн. лет) длительность главной эпохи гранитного плутонизма [Bignell, Snelling, 1977]. Две первых генерации гранитов вполне совпадают с перерывами, несогласиями и появлением грубообломочных отложений, отмеченными в Таиланде, вероятно, в основном в пределах вулканической дуги, так как в ряде пунктов установлен непрерывный разрез карбона.

Характер деформаций Юньнань-Малайского орогена изучен недостаточно, отчасти в связи с широким развитием гранитов. Во всяком случае, к утверждению С. К. Бартона об отсутствии в этом орогене крупных надвигов и шарьяжей следует относиться пока с осторожностью. Общая вергентность восточная. Отложения силура — девона вблизи офиолитового шва в Таиланде метаморфизованы до филлитов и зеленых сланцев.

Заключительным актом индосинийского диастрофизма явилось образование системы сдвигов — левых север-северо-восточного простирания и правых север-северо-западного. Наиболее крупным является сдвиг Хлонг-Маруи, амплитуда которого достигает 200—220 км. Эти сдвиги отделяют от основной части системы ее южный Малайский сегмент.

Малайский сегмент, охватывающий кроме Малайи (западной Малайзии) и южную часть полуостровного Таиланда, а также Сингапур и острова Бангка и Билитунг, обнаруживает вкрест простирания четкую формационную зональность. Основной раздел проходит вдоль меридионального Главного хребта Малайи, к западу от которого вулканиты в палеозойско-триасовом разрезе отсутствуют. При этом на крайнем западе развиты дельтово-шельфовые обломочно-карбонатные фации верхнего кембрия — нижнего девона, которые восточнее сменяются глубоководной черносланцевой формацией силура — нижнего девона и среднедевонской — нижнепермской флишевой формацией; вероятно, это отложения краевого моря. Направление фациальных изменений, кварцевый состав турбидитов свидетельствует о сносе с северо-запада с суши, находившейся за пределами полуострова и сложенной докембрийскими породами. Последнее подтверждается находкой гранитной гальки позднедокембрийского возраста [Bignell, Snelling, 1977]. К востоку, в направлении Главного хребта фации D_2 — P_2 снова замещаются на мелководные.

К западному склону Главного хребта приурочено развитие вулканитов, наиболее древние из которых принадлежат ордовику, а основная часть к карбону — триасу, причем все это в основном кислые породы — дациты, риолиты. Осевую часть хребта образует позднепалеозойский—триасовый гранитный батолит. Все это свидетельствует о существовании в зоне Главного хребта вулканической дуги. Эта дуга была связана,

очевидно, с зоной субдукции, выход которой на поверхность маркируется офиолитовым меланжем, выступающим вдоль восточных предгорий Главного хребта и прослеживающимся на юг до Сингапура и о. Билитунг [Hutchison, 1975].

В восточной Малайе обнажаются в основном верхнепалеозойские и триасовые морские (но местами с остатками флоры!) глинистые обломочные и карбонатные отложения разного типа. Также широко распространены кислые вулканиты и граниты; изотопно-стронциевые отношения в последних указывают на контаминацию континентальной коры, что дает основание предполагать в основании вулканической дуги микроконтинент и допускать существование еще одной зоны субдукции к востоку от полуострова [Bignell, Snelling, 1977]. О присутствии древней континентальной коры в основании о. Билитунг свидетельствуют приводимые У. Гамильтоном данные об изотопно-свинцовых отношениях в оловянных рудах этого острова. Несогласно на всех более древних отложениях восточной Малайи лежат смятые в широкие складки красноцветные континентальные грубообломочные отложения юры (?) и нижнего мела с пачками кислых вулканитов.

5. Индосинийский срединный массив

Индосинийский массив занимает восточную часть рассматриваемого региона и служит восточным ограничением Юньнань-Малайской складчатой системы. Контуры этого массива, особенно на западе и на севере, точно не установлены, так как юрско-меловой чехол массива здесь может частично переходить и на складчатые образования смежных геосинклинальных систем — Юньнань-Малайской и Лаосско-Вьетнамской. На востоке массив обрезан меридиональным разломом, проходящим вдоль подводной окраины Индокитайского п-ова.

Докембрийский фундамент массива обнажается на значительной площади в восточной его части, в Контумском выступе в пределах Вьетнама, частично Лаоса и Кампучии. Древнейшие породы выходят на юге выступа; они метаморфизованы в гранулитовой фации (фация гранат-кордиеритовых гнейсов, по А. А. Маракушеву) и представлены эндербитами, двупироксеновыми основными кристаллическими сланцами, гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами амфиболитами и мраморами. Их принадлежность к архею, помимо степени метаморфизма подтверждается следующими радиометрическими данными: 1) более высокой степенью метаморфизма по сравнению с образованиями центральной и северной частей массива, для которых изохронным свинцовым методом определен возраст 2300 млн. лет; 2) прямым определением K/Ar методом в 1810 млн. лет; 3) прорыванием габбро с возрастом 1610 млн. лет.

Центральная и северная части массива сложены основными плагиогнейсами (биотит-роговообманковыми и роговообманковыми), а также гранат-куммингтонитовыми амфиболитами, высокоглиноземистыми гнейсами, железистыми кварцитами. Породы относятся к фации биотит-силлиманитовых гнейсов, по А. А. Маракушеву. Выше уже говорилось о датировке этих пород в 2300 млн. лет; кроме того, возраст прорывающих их пегматитов определен свинцовым методом в 1386 млн. лет. Все это делает вероятным архейский (верхнеархейский) возраст и этих образований, но нельзя исключить и их принадлежность к самым низам протерозоя.

Самое высокое положение в разрезе раннедокембрийского комплекса Контумского массива занимают мраморы и амфиболиты с подчиненными пачками высокоглиноземистых сланцев и гнейсов [Фан Чыонг Тхи, 1980].

Верхнепротерозойские образования в пределах Индосинийского массива не обнаружены (не выделены), а палеозойские слагают нижний (сингеосинклинальный) комплекс чехла, который обнажен по пери-

ферии массива к северо-западу и юго-западу от Контумского выступа, соответственно в Лаосе и восточной Кампучии. Для этого комплекса характерны шельфовые, в значительной мере карбонатные отложения со слабой или умеренной складчатостью [Workman, 1977], однако изученность районов его распространения совершенно недостаточна.

Средний комплекс чехла включает лагунно-континентальные красноцветные обломочные отложения от верхнетриасовых до верхнемеловых включительно; они составляют группу Корат, слагающую одноименное плато в северо-восточном Таиланде и распространяются на смежные районы Лаоса и юго-запада Кампучии. Мощность комплекса значительна — до 2,5 км и даже больше. Залегание весьма пологое верхних горизонтов — субгоризонтальное; в целом эти отложения слагают синеклизу около 600 км в поперечнике, на общем фоне которой вырисовывается три впадины: Вьентьянская, Саваннакетская и Коратская. Основание комплекса в большинстве районов проходит в пределах норийского яруса верхнего триаса; разрез начинается красными конгломератами и песчаниками верхов триаса — лейаса; выше, отделяясь некоторым несогласием, залегают светлые песчаники доггера — мальма; в нижнем мелу песчаники чередуются с аргиллитами, а верхний мел представлен соленосной формацией, в которой обнаружены калийные соли и бораты.

Верхний комплекс чехла образуют кайнозойские континентальные отложения, которые слагают значительную площадь лишь на юге, в Кампучии и принадлежат северной части Меконгского прогиба (см. ниже).

Юго-западное обрамление массива, — побережье Сиамского залива в юго-восточном Таиланде и на крайнем западе Кампучии, имеет очень неоднородное и недостаточно изученное строение. С одной стороны, здесь давно известны два небольших выступа кристаллического основания — массивы Чолпури и Пайлин, сложенные гнейсами, мигматитами, амфиболитами и гранитами, которые считаются докембрийскими. В первом районе, кроме того, выходят филлиты, кварциты, известняки предположительно нижнепалеозойского возраста, а во втором — верхнепермские известняки. С другой стороны, в промежутке между этими выступами в складчатой зоне Чантабури юго-восточного простирания все отложения, включая пермские и триасовые, интенсивно смяты и прорваны гранитом с возрастом 180 млн. лет (K/Ar метод, по биотиту). По другую сторону массива Пайлин, западнее Пномпеня параллельно зоне Чантабури простирается аналогичная (?) зона Кампот, в которой, однако, известны ультрабазиты, спилиты, радиоляриты и другие породы, образующие, по мнению У. Гамильтона, меланж. В обеих зонах известны плутоны гранитоидов в основном конца триаса — начала юры; есть и меловые внедрения. Соотношение континентального основания массивов Чолпури и Пайлин с геосинклинальным комплексом зон Чантабури и Кампот, включающим офиолиты, пока не установлено. Возможно, мы имеем здесь дело с обдукцией офиолитов на край Индосинии. Ю. Г. Гатинский считает офиолиты этого района продолжением пояса Уттарадит в северном Таиланде, с одной стороны, и Малайского пояса, с другой, со смещением вдоль правого сдвига северо-западного направления, параллельного северо-восточному побережью Сиамского залива. Это одно из возможных предположений; другое может заключаться в связи этого офиолитового пояса с офиолитами о. Натуна, юго-западного Саравака и центрального Калимантана, но этот последний пояс не древнее мезозоя (см. ниже).

Юго-восточное обрамление массива построено столь же сложно и пока столь же слабо изучено. Французские геологи в свое время здесь различали две зоны северо-восточного простирания — зону Далат, слагающую побережье между Контумским массивом и дельтой Меконга, и в ее тылу, на границе с массивом узкий Кохинхинский прогиб. Зона Далат считалась зоной герцинской складчатости с предвари-

тельной каледонской, поскольку девон и особенно верхний карбон здесь залегают несогласно, а последний к тому же не испытал сколько-нибудь интенсивных деформаций. В Кохинхинском прогибе указывалось развитие сильно смятых каменноугольных и верхнетриасовых отложений, несогласно перекрытых морским лейасом, т. е. это зона индосинийской складчатости, выклинивающаяся к северо-востоку. Более поздние исследования привели к обнаружению пермской, триасовой и юрской фауны в отложениях, считавшихся более древними, к переопределению возраста гранитов, считавшихся позднекаменноугольными, как юрского и мелового (105—80 млн. лет) и к установлению пересланивания кислых вулканитов, относившихся к верхней перми — нижнему триасу, с фаунистически охарактеризованными нижнелейасовыми отложениями [Гатинский, 1978; Hamilton, 1979]. Эти данные дали основание У. Гамильтону высказать предположение о принадлежности юго-восточного Вьетнама к Восточно-Азиатскому позднемезозойскому вулкано-плутоническому поясу; он может простираться сюда со стороны Юго-Восточного Китая и о. Хайнань.

6. Кайнозойские прогибы юго-востока Индокитая и Сиамского залива

Крупная система прогибов первоначально, очевидно, рифтовой природы [Гатинский, 1980] возникла в кайнозое на месте центральной части Сиамского залива. Она протянулась на север в пределы материка в южном Таиланде, где выражена Менамским меридиональным прогибом, ныне занятым аллювиальной равниной р. Менам (Чао-Прая). Мощность выполнения прогиба, по данным бурения, в 40 км северо-восточнее Бангкока составляет более 1800 м, а вершина Сиамского залива, по аэромагнитным данным, — более 3300 м; южнее она превышает 6 км в меридиональном Тайском прогибе, параллельном северному побережью о. Малакка. Тайский прогиб далее к югу кулисообразно подставляется со смещением к востоку Малайским прогибом, имеющим уже юго-восточное простирание, согласующееся с простиранием побережья Малайи. Глубина Малайского прогиба достигает 10 км; с юга он отделяется седлом от наиболее южной системы прогибов запада Южно-Китайского моря дугообразно выгнутой к югу глубиной 4—5 км. Эта система включает впадины Пенью и Западная Натуна и примыкает с севера к обширной области мелководья и малых мощностей осадков усеянного островами (архипелаги Анамбас, Натуна и др.) шельфа Сунда (Зондского), расположенного между Малаккой, Суматрой и Калимантаном (Борнео).

Тайский прогиб в верхней части (нижняя не разбурена) выполнен толщей олигоцен-четверичных лагунно-континентальных отложений. Верхняя половина этой толщи, начиная с верхнего миоцена, лежит несогласно на подстилающих слоях и практически горизонтально. Отложения от среднего миоцена и ниже смяты в широкие конседиментационные складки и нарушены сбросами; фундамент имеет блоковое строение. Все это наряду с высоким геотермическим градиентом подтверждает рифтовое происхождение прогиба.

В более глубоком Малайском прогибе верхняя часть разреза литологически и фациально сходна с одновозрастными отложениями Тайского прогиба, но участвует в деформациях подстилающей глинистой толщи миоцен-палеогенового (?) возраста, образующей узкие антиклинали с диапировыми ядрами. Эта глинистая толща характеризуется аномально высокими пластовыми давлениями и повышенным геотермическим градиентом. То обстоятельство, что антиклинали простираются под северо-северо-западным углом к общему северо-западному простиранию прогиба и нередко расположены кулисообразно, свидетельствует в пользу их связи с правосдвиговыми смещениями, вероятно, вдоль юго-восточного ограничения прогиба.

В более южном и менее глубоком прогибе Западная Натуна мы снова встречаемся с отраженной конседиментационной складчатостью и блоковым строением фундамента. Выполнение прогиба состоит из терригенной формации, включающей континентальный олигоцен, паралический нижний — средний миоцен и мелководно-морской верхний миоцен — квартер. Вдоль оси бассейна возникла широкая антиклиналь, свидетельствующая об инверсии, связанной, вероятно, со сжатием (сбросы и сдвиги в фундаменте).

К востоку от всей описанной системы прогибов в общем субмеридиональном направлении простирается еще одна система прогибов. Она начинается на континенте Меконгским прогибом, к которому приурочены нижнее течение и дельта одноименной реки. Наиболее глубокая часть этого прогиба (более 4 км) находится уже в море, где она под углом сочленяется с группой небольших по площади, но глубиной до 4—5 км прогибов сложной конфигурации, из которых западные находятся на северо-восточном продолжении Малайского прогиба, восточные сочленяются на юг-юго-востоке с крупнейшим Саравакским бассейном, распространяющимся на северо-восточное побережье о. Борнео (Калимантан)[1]. Саравакский бассейн будет описан в следующей главе, посвященной Индонезийской области.

7. Лаосско-Вьетнамская (Вьетлаосская) складчатая геосинклинальная система

Вьетлаосская[2] система, активно развивавшаяся с позднего рифея — венда и почти до конца триаса, простирается в общем северо-запад — юго-восточном направлении на 1200 км, при ширине порядка 300 км, между Индосинийским массивом и Южно-Китайской платформой. От Индосинийского массива она отделена разломом — офиолитовым швом Андием, а от Южно-Китайской платформы, а также от области каледонид Катазии — исключительно четко выраженным краевым швом — разломом р. Красной (Конгха) — в новейшей структуре правым сдвигом. На северо-западе данная система испытывает смещение по правому же меридиональному сдвигу Дьенбьен, ограничивающему с запада Индосинийский массив, и далее постепенно изменяет свое простирание на северо-северо-западное и субмеридиональное, в конце концов сливаясь в пределах Юньнани с северной частью Юньнань-Малайской системы.

Время и условия заложения Вьетлаосской системы еще не выяснены в достаточной мере. Наиболее древние отложения ее геосинклинального комплекса в верхней части имеют нижнекембрийский возраст, а низы их могут принадлежать верхнему и, возможно, среднему рифею. По составу это грубо- и мелкообломочные и глинистые и отчасти карбонатные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Ван Дык Тыонг рассматривает их как образования грабеновой, т. е. рифтовой стадии развития. Как в северной (антиклинорий Фансипан), так и в южной (купол Фухоат) частях системы из-под них на поверхность выступают значительно более глубоко метаморфизованные (амфиболитовая фация, фация двуслюдяных сланцев, по Маракушеву) породы раннедокембрийского возраста, т. е. древняя континентальная кора, сходная с древним комплексом фундамента Южно-Китайской платформы и Индосинийского массива. Таким образом, периферические зоны Вьетлаосской системы закладывались на континентальном основании. В осевой же полосе, вдоль разлома р. Ма (Шонгма), а также на юго-западе по разлому Андием выступают в составе меланжа ультрабазиты и габброиды, очевидно, элементы офиолитового комплекса, свидетельствующие о более

---

[1] Калимантан — индонезийское название острова, Борнео — малайзийское. Малайзии принадлежит его северо-восточная часть — Саравак—Сабах.

[2] Сокращенное название предложено Нгуен Нгием Минем (1977 г.)

глубокой деструкции континентальной коры, с новообразованием коры океанского типа. О возрасте этой коры можно косвенно судить по присутствию метабазальтов наряду с обломочными глинистыми и карбонатными породами в среднекембрийских и среднеордовикских отложениях, залегающих несогласно на нижнекембрийских. В несколько более молодых отложениях вулканиты имеют уже средний и даже кислый состав. Поэтому наиболее вероятным возрастом офиолитов представляется венд — раннекембрийский.

Начиная с позднего ордовика намечается разделение системы по разлому р. Ма на две отличные по дальнейшему развитию зоны — северо-восточную Шонг Да Ма и юго-западную Чыонгшон. В первой из них начинаются и нарастают к раннему девону поднятия с накоплением отложений молассового типа, среди которых имеются покровы субщелочных базальтов, и с внедрением интрузий двуслюдяных и лейкогранитов [Ван Дык Тьыонг, 1980]. Это свидетельствует о проявлении здесь каледонского диастрофизма и заставляет вспомнить о существовании по другую сторону разлома р. Красной каледонской системы Юго-Восточного Китая и Северо-Восточного Вьетнама. Вполне возможно что зона Шонг Да Ма первично представляла область затухания катазиатских каледонид.

В зоне Чыонгшон накопление мощных вулканогенно-терригенных толщ в течение позднего ордовика, силура и девона шло практически непрерывно, а проявления диастрофизма относятся к концу девона, т. е. отвечают, скорее всего, акадской эпохе. В раннем карбоне отлагаются континентальные песчано-глинистые с углями осадки и вулканиты, которым комагматичны интрузии гранитоидов — от диоритов до нормальных гранитов. В то же время в зоне Шонг Да Ма, которая испытала более ранний диастрофизм уже в раннем карбоне, проявляется трансгрессия с отложениями известняков.

В среднем — позднем карбоне и ранней перми почти вся Вьетлаосская система переживает этап квазиплатформенного развития с повсеместным накоплением шельфовой карбонатной или терригенно-карбонатной формации общей мощностью не более 1,5 км. На севере эта формация сливается с аналогичной формацией чехла Южно-Китайской платформы и катазиатских каледонид.

Примечательное исключение составляет, однако, наложенный прогиб р. Черной (Шонгда), возникший в середине раннего девона [Ван Дык Тьыонг, 1980] и выполненный мощной (более 6 км) толщей обломочных и глинистых отложений, известняков и базальтов, охватывающей интервал девон — карбон — нижняя пермь. Эта толща отделена несогласием от близкой по составу серии верхнепермского — триасового (до анизийского яруса включительно) возраста, которая, в свою очередь, с угловым несогласием перекрывается ладинско-карнийской толщей с преобладанием грубо- и крупнообломочных пород в бортах прогиба и темных глинистых сланцев в его осевой части. На этом тафрогеосинклинальном комплексе с резким несогласием залегает распространенная в отдельных небольших впадинах грубая континентальная красноцветная моласса самых верхов триаса, прорванная интрузиями гранитов и гранодиоритов и перекрытая щелочными вулканитами юрского возраста.

Перерыв и нередко угловое несогласие между толщами нижней и верхней перми, а также активизация вертикальных движений с увеличением роли терригенных пород и магматизма, с излиянием базальтов и андезитов отмечаются и за пределами прогиба р. Черной. В северо-восточной части зоны Чыонгшон, к юго-западу от разлома р. Ма формируется другая протяженная отрицательная структура — прогиб Самныа, северо-западная часть которого смещена относительно юго-восточной к северу по сдвигу Дьенбьен. На сравнительно глубоководных вулканогенно-глинистых отложениях перми здесь несогласно залегают кислые вулканиты и песчано-глинистые мелководные отложения среднего триаса. Вулканитам комагматичны или несколько моложе биотитовые и

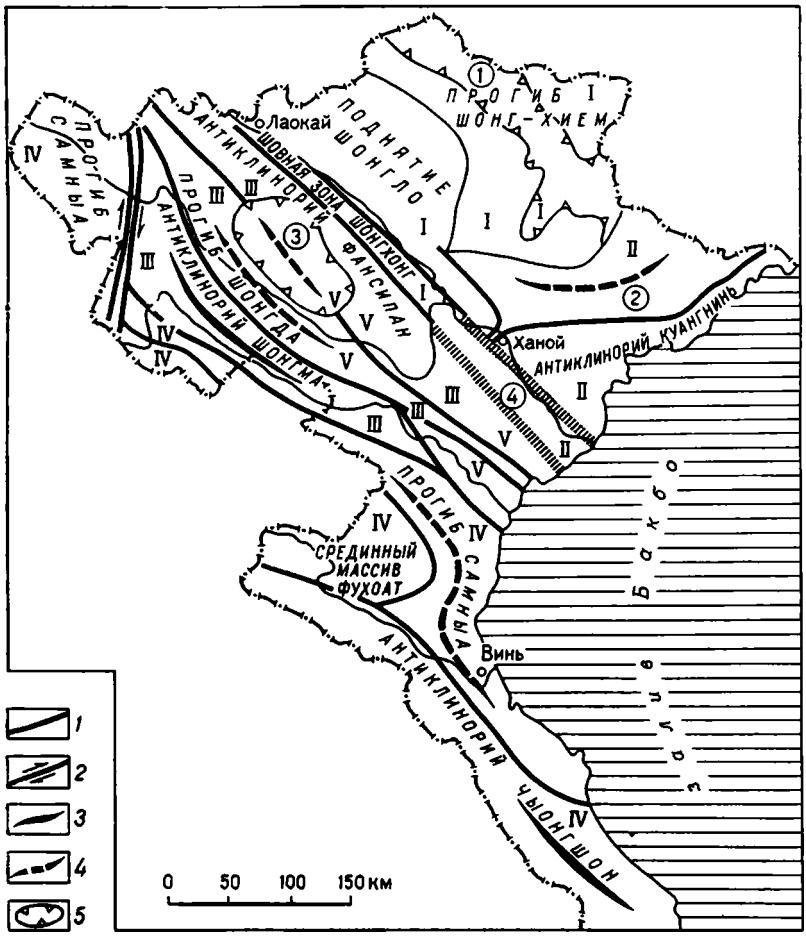


Рис. 75. Схема тектонического районирования север Вьетнама (по Ван Дык Тьыонгу).

Основные тектонические области: I — область с континентальной корой, сформировавшейся к началу рифея, II — то же, к началу девона, III — область раскрытия дорифейской континентальной коры с формированием новообразованной коры в конце раннего и среднего палеозоя, IV — то же, в раннем — среднем карбоне, V — область раскрытия девонской континентальной коры с формированием новообразованной коры в конце триаса; *1* — глубинные разломы; *2* — сдвиги; *3* — осевые зоны поднятий; *4* — осевые зоны прогибов; *5* — наложенные впадины: 1 — Шонгхием, 2 — Анчау, 3 — Туле

двуслюдяные граниты и гранодиориты. Все это перекрывается красноцветной грубой, но вместе с тем угленосной паралической молассой верхов триаса — низов лейаса.

Разрез прогиба Самныа надстраивается вторично-орогенными красноцветными грубыми молассами нижней юры (с участием кислых вулканитов), верхнего мела и неогена мощностью каждая в несколько сот метров против 2 км мощности верхнего триаса — нижнего лейаса.

Во многом аналогичные по возрасту и составу образования выполняют в зоне Шонг Да Ма наложенную впадину Туле, своей северо-восточной частью перекрывающую поднятие Фансипан, а юго-западной — прогиб Шонгда.

В итоге длительного развития структура Вьетлаосской системы приобрела следующий вид (рис. 75). На юго-западе, гранича с Индосинийским массивом по разлому Андием, протягивается антиклинорий Чыонгшон, сложенный в основном геосинклинальным ордовиком—девоном, интенсивно смятым и испытавшим начальный метаморфизм, а также платформенным верхним палеозоем. Северо-восточнее эти образования погружаются под морской триас и континентальные

юру и мел прогиба Самныа. Триас сложен в линейные складки и прорван гранитоидами. Интенсивность дислокаций возрастает к разлому р. Ма (офиолитовый пояс Тханьхоа, по Ю. Г. Гатинскому) параллельно которому северо-восточнее протягивается полоса метаморфитов глаукофановой фации. На границе Лаоса и Вьетнама прогиб Самныа огибает с северо-востока крупный окаймленный купол Фухоат, в ядре которого выступают докембрийские образования, последовательно метаморфизованные в силлиманитовой (в центре купола), кианит-ставролитовой и гранатовой фациях [Фан Чыонг Тхи, 1980]. На юго-западе купол Фухоат отделен разломом от антиклинория Чыонгшон.

К северо-востоку от разлома р. Ма простирается уже зона Шонг Да Ма. Ее крайним юго-западным элементом является антиклинорий Шонгма, сложенный в основном одноименной вулканогенно-терригенной толщей нижнего палеозоя, карбонатно-терригенной толщей нижнего палеозоя, квазиплатформенным, в основании молассовым девоном и верхним палеозоем. В ядрах небольших гранитогнейсовых куполов обнажены более древние, досреднекембрийские образования. Известны преддевонские гранитоиды. Здесь проявлен, таким образом, и преддевонский (каледонский) и предкарбоновый (акадский) диастрофизм.

На северо-востоке антиклинорий Шонгма граничит с самой сложнопостроенной с многочисленными надвигами и наиболее длительно сохранявшей свою подвижность раннекиммерийской складчатой зоной — синклинорием Шонгда, выполненным толщами девона —триаса, прорванными гранитами T_3—J_1. Северо-восточной границей зоны Шонгда служит разлом р. Черной (Да), к которому приурочены многочисленные тела (очевидно, протрузии) гипербазитов. На юго-востоке зона Шонгда расширяется и граничит на северо-востоке непосредственно с неогеновым Ханойским прогибом (см. ниже). Северо-западнее ее ограничением служит антиклинорий Фансипан, в наиболее приподнятых участках которого выступает раннедокембрийский кристаллический субстрат. Антиклинорий Фансипан примыкает на северо-востоке к краевому шву Вьетлаосской системы — зоне разлома р. Красной, занимающей довольно широкую полосу, занятую горстовым поднятием раннедокембрийского кристаллического фундамента. Оно протягивается далеко на север-северо-запад в пределы Юньнани (хр. Айлаошань) на расстояние порядка 700 км. Несколько северо-западнее Ханоя это шовное поднятие погружается под неогеновую молассу и на его прямом расширенном продолжении возникает Ханойский прогиб, углубляющийся и раскрывающийся в направлении залива Бакбо.

8. Основные этапы развития

Дорифейская история. Присутствие в пределах рассмотренного в данной главе региона как крупных так и более мелких глыб раннедокембрийской континентальной коры и общее сходство состава этих образований между собой и с фундаментом Южно-Китайской платформы не оставляет сомнений в том, что к началу позднего докембрия на площади региона существовала сплошная континентальная кора, очевидно, общая с корой как будущей Лавразии, так и будущей Гондваны. Нижняя часть разреза этой коры слагалась архейскими основными вулканитами и песчано-глинистыми породами, метаморфизованными затем в гранулитовой фации, верхняя часть — сходными по составу плюс известняки и железистые кварциты нижнепротерозойскими образованиями, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Фан Чыонг Тхи допускает возможным наметить для раннего протерозоя некоторую зональность с переходом от толщ с меньшим содержанием вулканитов на севере (юг Китая, север Вьетнама) к толщам с большим их содержанием на юге (Бирма, юг Вьетнама). Однако достоверность этого спорна из-за малой уверенности в точности корреляции и недостаточной обнаженности этих комплексов. Обращает на себя внимание ограниченное

распространение в индокитайском раннем докембрии интрузивных образований, в особенности гранитоидов, т. е. малая степень гранитизации этой коры и ее общая меланократовость. Не являлось ли это предпосылкой дальнейшего раздробления и погружения?

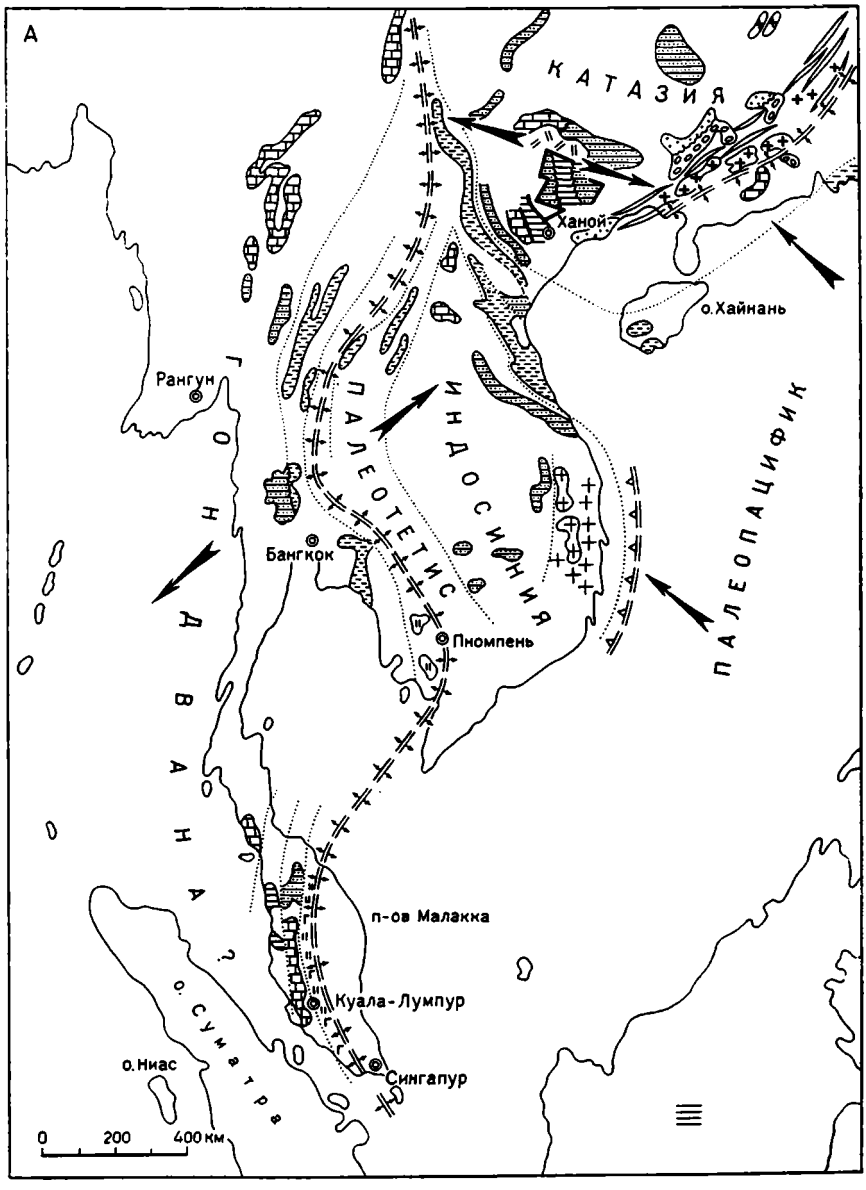
Рифейский этап. В раннем рифее на площади современного Индокитая господствовали поднятия и денудация, ибо достоверных отложений этого возраста здесь не известно[1]. В среднем рифее обозначились две зоны погружений — одна на западе, в пределах Синобирманского массива, и другая на северо-востоке, на месте Вьетлаосской геосинклинальной системы. Вторая из этих зон сливалась с областью накопления аналогичных отложений на площади будущей Южно-Китайской платформы, а первая, возможно, представляла собой продолжение обширного пояса рифейского осадконакопления Ирана, Южного Афганистана и Гималаев. Эти две области осадконакопления могли разделяться поднятием в районе Индосинийского массива, где рифейские отложения не установлены. Состав отложений обеих зон осадконакопления довольно близок — это терригенные песчано(грауваккoво)-глинистые флишоидные образования, местами с подчиненным участием основных вулканитов. Мощность довольно значительна (первые тысячи метров). Энсиалический характер бассейнов достаточно очевиден; следовательно, полной деструкции континентальной коры еще не произошло; дело ограничилось вероятно, ее раздроблением и утонением.

В первой половине позднего рифея (1000—850 млн. лет) на площади Южно-Китайской платформы проявились деформации, метаморфизм и гранитизация, которые, в конечном счете, привели к окончательной консолидации фундамента этой платформы. Между тем Вьетлаосская система к юго-западу от разлома р. Красной продолжала испытывать непрерывное погружение до раннего кембрия включительно, и лишь в салаирскую эпоху здесь также произошли складчатые деформации, метаморфизм и гранитообразование (горст Фансипан, купол Фухоат). В пределах Синобирмании эти процессы имели место несколько раньше — перед вендом или кембрием, сопровождаясь кислым (коровым) вулканизмом на ее западной окраине в Бирме и Малайзии за счет субдукции с запада [Mitchell, 1981][2], и с этого времени Синобирманский массив стал, вероятно, восточной частью перигондванской эпибайкальской платформы. Произошедшая в итоге байкальско-салаирского тектогенеза регенерация континентальной коры оказалась весьма кратковременной и уже во второй половине кембрия сменилась деструкцией, положившей начало длительному геосинклинальному развитию.

Каледонский и герцинский этапы (средний кембрий—ранняя пермь). К концу кембрия — началу ордовика стал складываться структурный план, который затем последовательно эволюционировал до конца триаса. В это время уже достаточно четко обозначилась Вьетлаосская система, в осевой зоне которой произошли раздвиг континентальной коры и новообразование океанской. Реликты последней ныне представлены офиолитами вдоль разломов рек Ма и Да; недавно здесь найдены нижнепалеозойские глаукофановые сланцы, что свидетельствует о раннем начале субдукции. Примерно к той же эпохе, вероятно, относится заложение Юньнань-Малайской геосинклинальной системы с ее офиолитами. Во всяком случае на западной периферии этой системы, по С. Бунопасу и П. Веллу, в Таиланде в силуре [Geology and Mineral Resources..., 1978), а в Малайе же в ордовике [Bignell, Snelling, 1977] протянулась островная дуга — продукт субдукции океанской коры. Между Вьетлаосской и Юньнань-Малайской системами обособился Индосинийский массив, отделившийся от Южно-Китайской платформы, а к западу от Юньнань-Малайской системы — массив Синобирмания. В первом случае раздвиг, вероятно, был менее значительным, чем во втором,

[1] Толщи, отнесенные к нижнему рифею Фан Чыонг Тхи, являются, скорее всего, нижнепротерозойскими.

[2] Обращает на себя внимание сходство с развитием событий в Аравии.



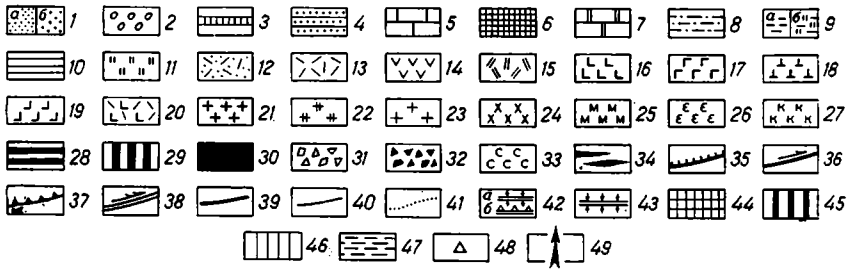
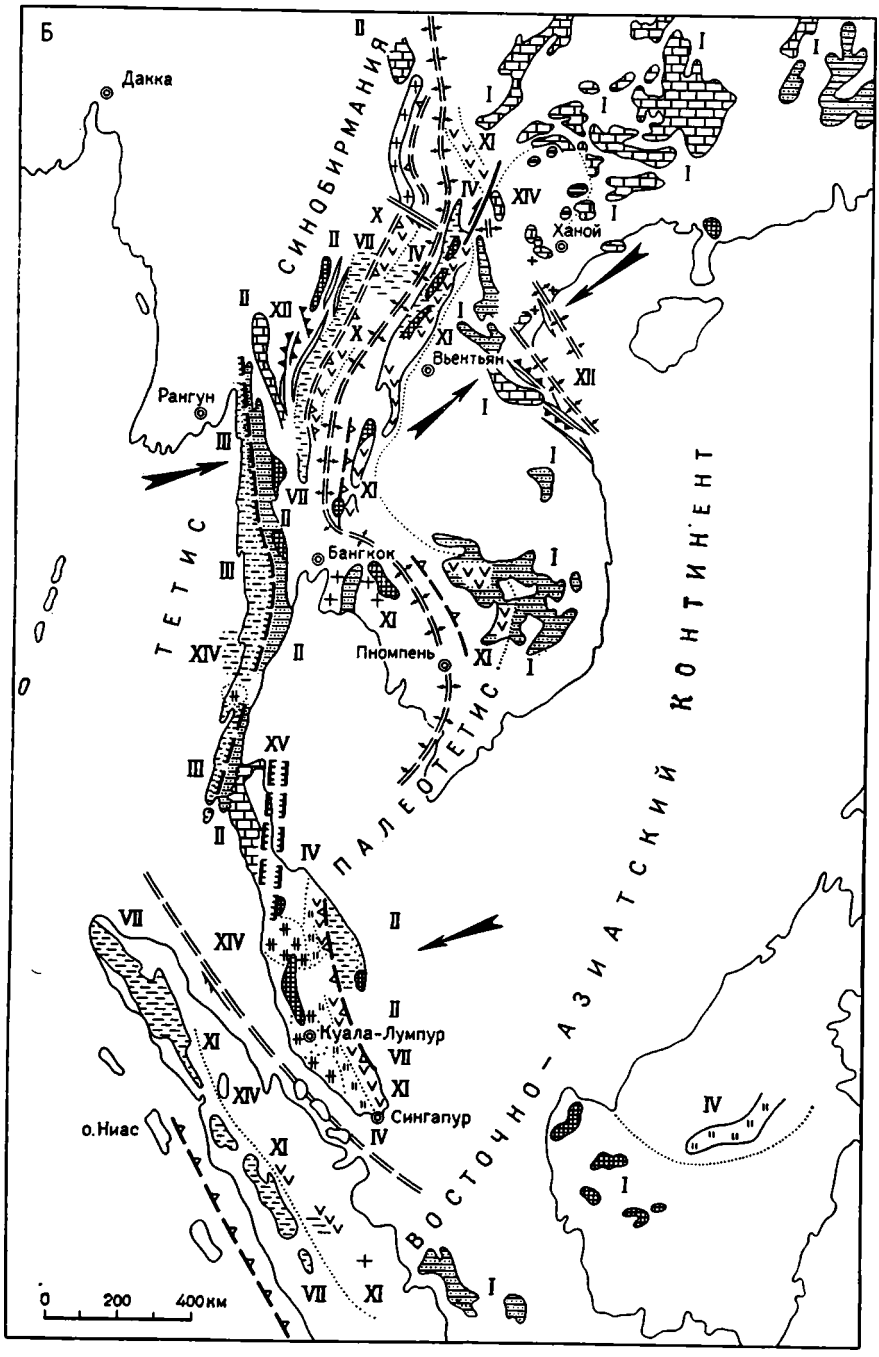


Рис. 76. Структурно-формационные схемы Индокитая (по Ю. Г. Гатинскому).

А — поздний силур — средний девон; Б — карбон — пермь (330—265 млн. лет)



В — конец триаса — ранняя и средняя юра (205—140 млн. лет); Г — поздний мел — ранний миоцен (80—20 млн. лет).

1—30 формации и группы формаций: *1* — группа преимущественно наземных терригенных с преобладанием песчано-глинистых пород (*а* — сероцветных, *б* — красно- и пестроцветных), *2* — наземная и прибрежно-морская терригенная с преобладанием грубообломочных пород, *3* — наземная бокситоносных кор выветривания, *4* — группа мелководных морских терригенных и карбонатно-терригенных (<50 % карбонатов), *5* — то же, карбонатно-терригенных и карбонатных (>50 % карбонатов), *6* — рифовых известняков; *7* — пелагических известняков умеренных и значительных глубин; *8* — флишоидная терригенная и карбонатно-терригенная различных глубин, *9* — глубоководная флишевая (*а* — терригенная, *б* — кремнисто-терригенная), *10* — преимущественно глубоководная черносланцевая (аспидная); *11* — глубоководная глинисто-кремнистая, *12* — морская различных глубин вулканогенно-осадочная преимущественно с кислыми вулканитами, *13* — известково-щелочных вулканитов преимущественно кислого состава (риолиты, дациты), *14* — известково-щелочных вулканитов преимущественно среднего состава (андезиты, андезито-базальты, в островодужных комплексах иногда совместно с толеитовыми базальтами повышенной щелочности), *15* — вулканитов повышенной щелочности кислого и среднего состава (ортофиры, трахиты, комендиты), *16* — трапповая (толеитовые базальты, диабазы), *17* — низкокалиевых толеитовых базальтов океанского типа, *18* — щелочных и щелочных оливиновых базальтов кали-натрового типа (трахибазальтов), *19* — щелочных базальтов калиевого ряда (шошонитовая), *20* — группа вулканических формаций контрастной (бимодальной)

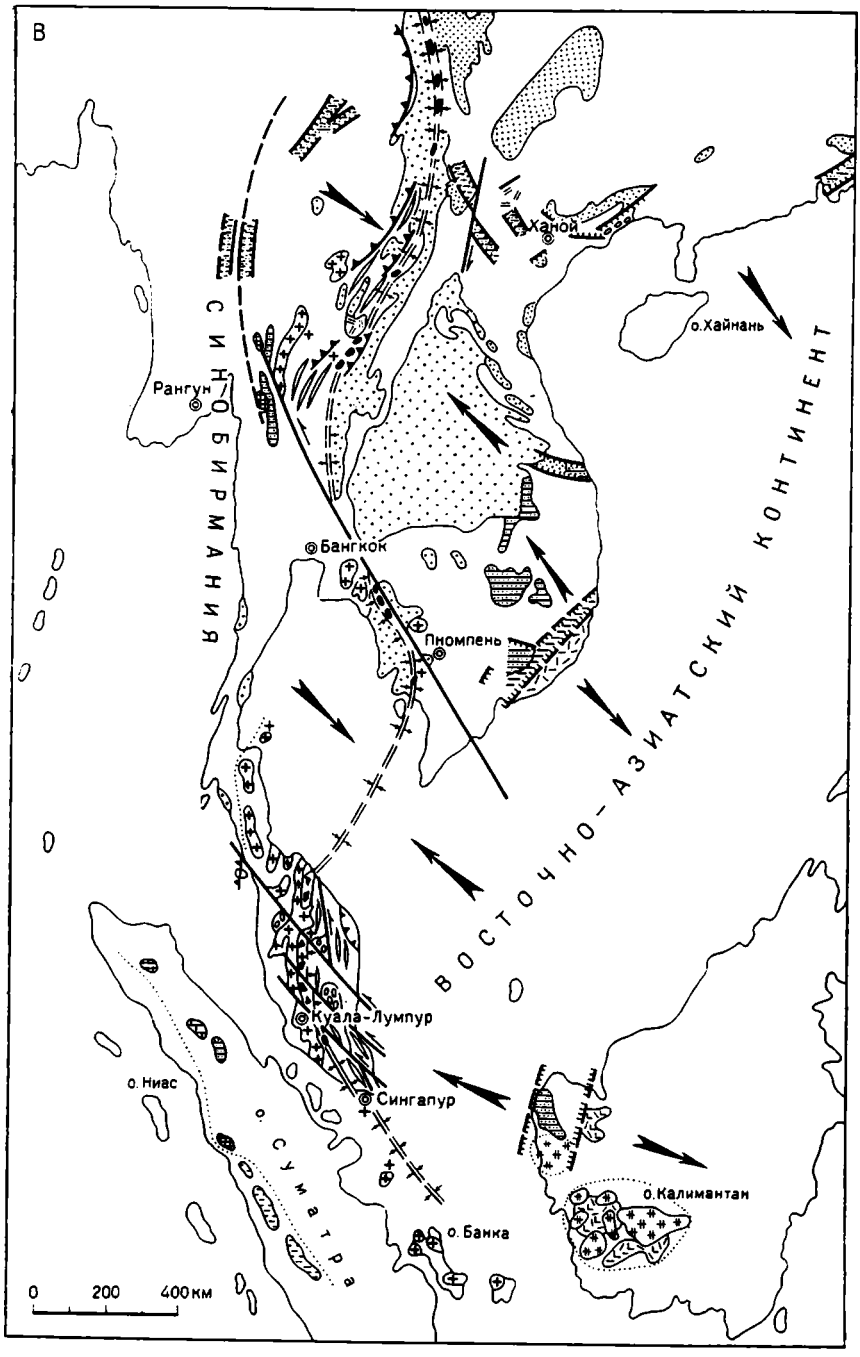
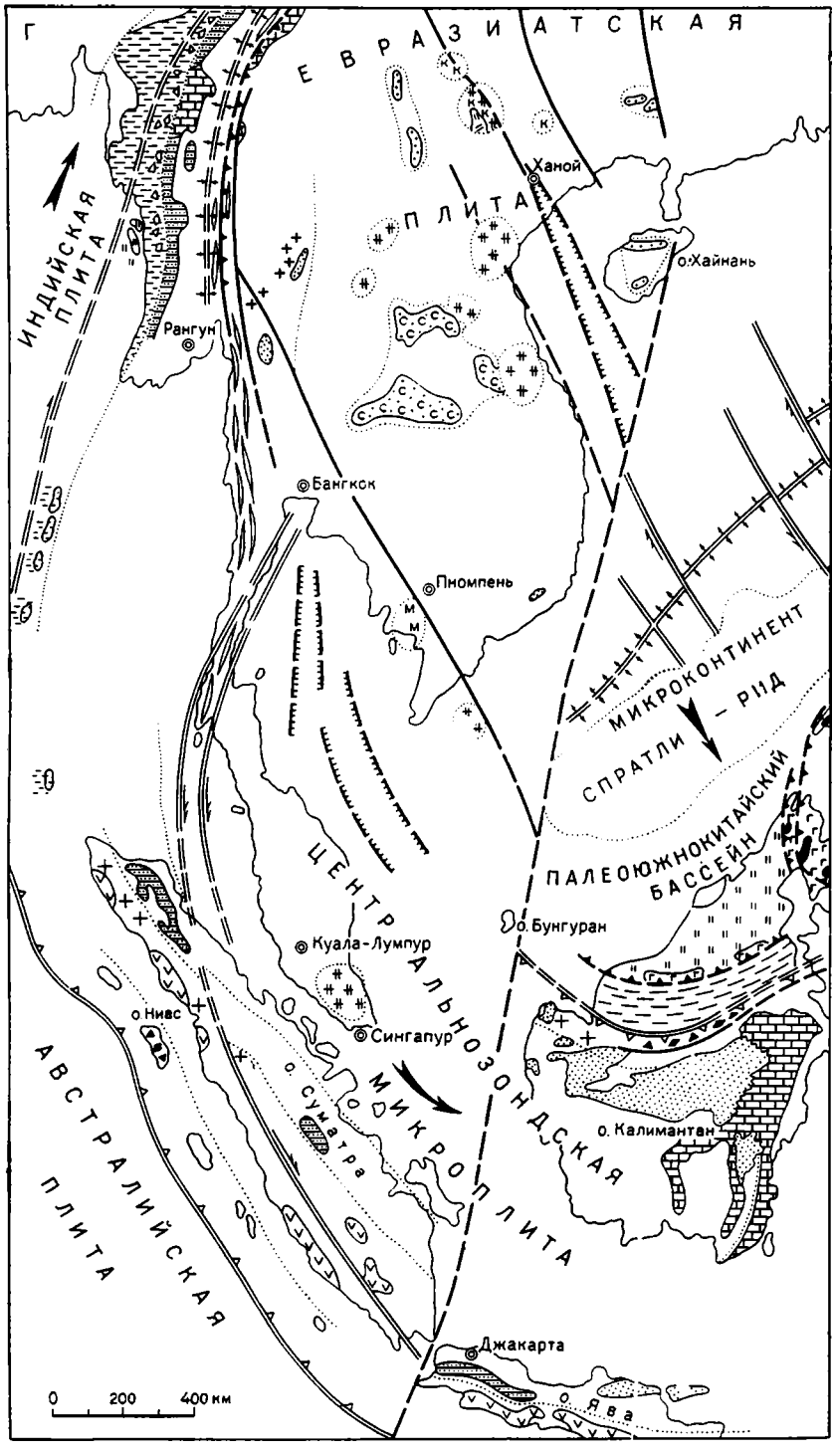


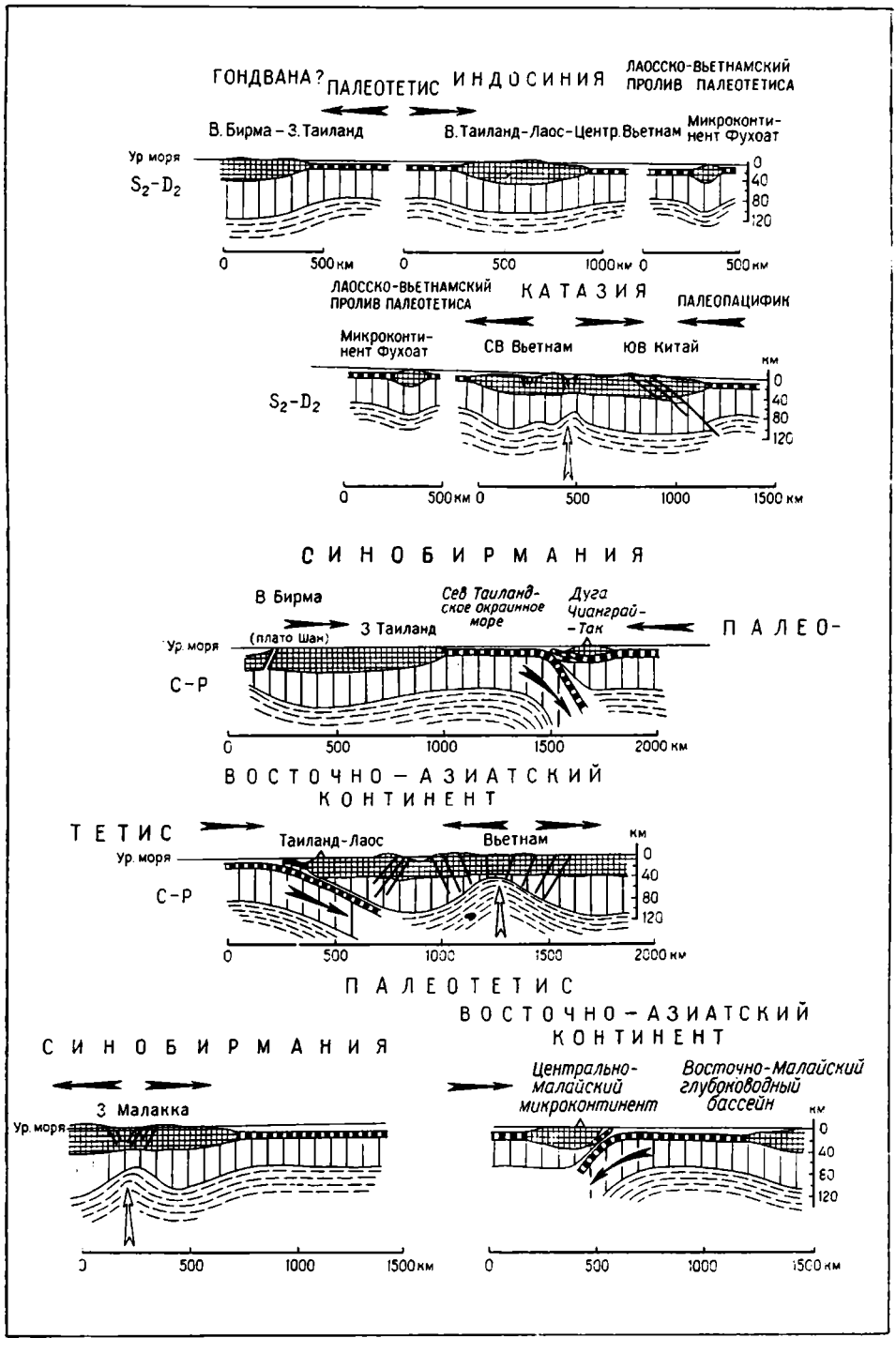
Рис. 76 (продолжение)

ассоциации, *21* — существенно калиевых редкометальных гранитов, в том числе литий-фтористых, *22* — гранитоидов повышенной щелочности, *23* — гранит-гранодиоритовая кали-натрового ряда, *24* — существенно натровая габбро-гранодиорит-плагиогранитная, *25* — монцонит-диоритовая кали-натрового ряда, *26* — щелочных интрузий кали-натрового ряда, *27* — щелочных интрузий калиевого ряда, *28* — дифференцированных основных — ультраосновных интрузий, *29* — габбро-амфиболитовая (3-й слой океанской коры), *30* — альпинотипных ультрамафитов (фрагменты верхней мантии); *31* — осадочный меланж, в том числе олистостромы, дикий флиш, диамиктиты; *32* — тектонический меланж; *33* — соленосность осадочных формаций; *34* — угленосность осадочных формаций; *35* — сбросы; *36* — сдвиги; *37* — надвиги; разломы: *38* — трансформные, *39* — без уточнения типа; *40* — границы выходов формаций; *41* — то же, структурно-формационных комплексов; *42* — то же, литосферных плит: *а* — дивергентные, *б* — конвергентные (выходы на поверхность зон Вадати—Заварицкого—Беньофа); *43* — швы столкновения (тектонические сутуры); структурно-формационные комплексы: I — внутренних эпиконтинентальных бассейнов, II — шельфов, III — континентальных склонов, подножий и глубоководных частей подводных дельт, IV — глубоководных котловин бассейнов океанского типа, V — передовых прогибов, VI — глубоководных желобов, VII — тыловых и междуговых прогибов на коре переходного и океанского типов, в том числе окраинных морей, VIII — то же, на континентальной коре, IX — вулканических (внешних) дуг и подводных террас (комплекс субдукции), X — вулкано-плутонических дуг на коре переходного и океанского типов,



XI — вулкано-плутонических дуг на континентальной коре, в том числе окраинно-континентальных тектоно-магматических поясов, XII — поясов столкновения, XIII — межгорных впадин, XIV — предрифтовой переработки континентальной коры, XV — континентальных рифтов

и Юньнань-Малайская система может рассматриваться как одна из основных ветвей — южная ветвь Палеотетиса [Гатинский, 1981]. Синобирмания — это вероятное продолжение Южнотибетского массива и вместе с последним тяготеет уже к Гондване от которой начала отделяться лишь в конце среднего палеозоя [Ridd, 1980].



В конце силура — начале девона складчатые деформации, поднятия и гранитообразование охватили северо-восточную часть Вьетлаосской системы — зону Шонг Да Ма, на северо-востоке связанную с каледонидами Катазии и вместе с последними составившую активную окраину Южно-Китайского континента (микроконтинента), дугообразно обрамленную зоной Беньофа (рис. 76 А и рис. 77). Позднее, в девоне наступила стабилизация зоны Шонг Да Ма с началом накопления квазиплатформенных терригенно-карбонатных толщ.

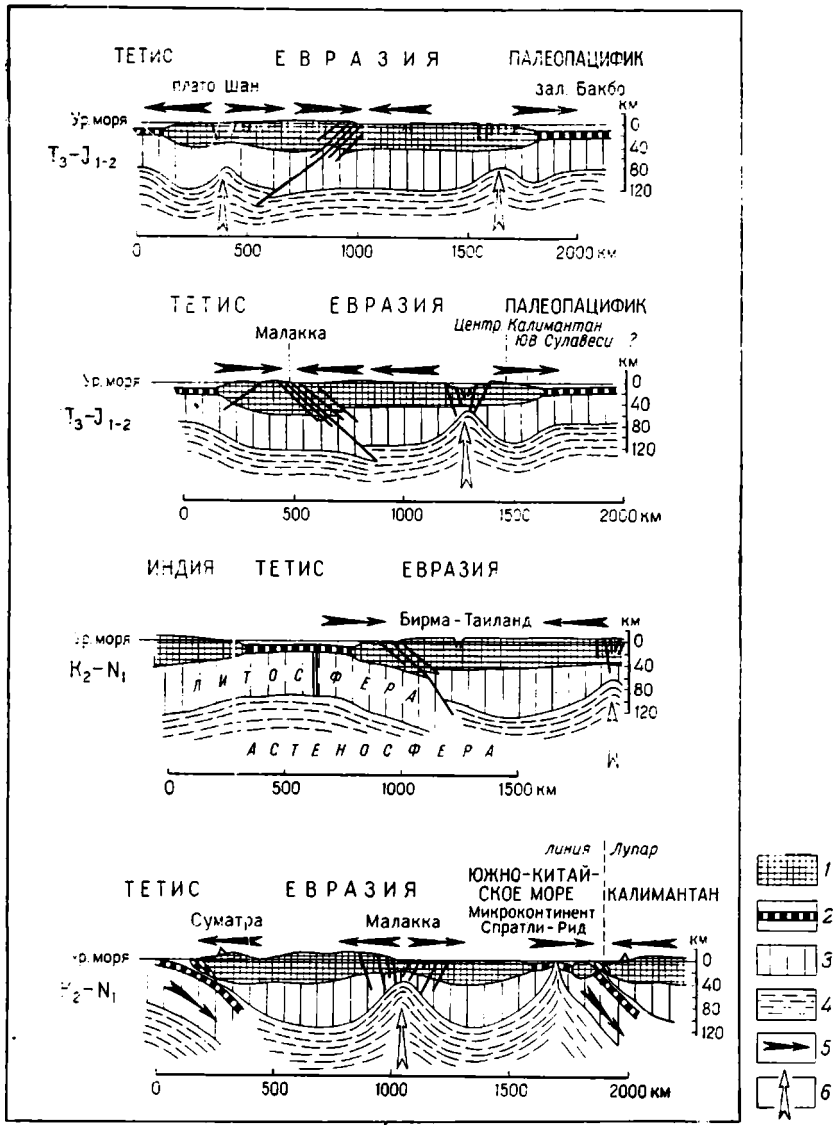


Рис. 77. Палеотектонические профили Индокитая (по Ю. Г. Гатинскому).

1 — континентальная кора; *2* — океанская кора; *3* — верхняя мантия в пределах литосферы; *4* — астеносферный слой верхней мантии и коры; *5* — оси вулкано-плутонических дуг и поясов; *6* — подъем аномально легкого разогретого мантийского материала

Между тем, в зоне Чыонгшон, отделенной от зоны Шонг Да Ма микроконтинентом Фухоат, в силуре—девоне продолжалось вулканогенно-терригенное осадконакопление, очевидно в тылу островной дуги, надстроившей микроконтинент над наклоненной под него зоной Беньофа. Процесс геосинклинального развития завершился здесь к карбону деформациями и гранитообразованием, за которыми последовало отложение сначала континентальных обломочных, а затем шельфовых терригенно-карбонатных осадков карбона — перми (см. рис. 76, Б).

Складчатость и метаморфизм перед карбоном отмечены и в Юньнань-Малайской системе, в частности в северо-центральном Таиланде, район Уттарадит по Т. Танасутипитаку [Geology and Mineral Resources..., 1978], а западнее, на краю Синобирмании протягивался вулкано-плутонический пояс, продолжавшийся на юг в Малайю. Тектоническая стабилизация с образованием однообразного шельфового карбонатного чехла распространилась в позднем палеозое и на Индосинийский и Си-

нобирманский массивы, что указывает на своеобразие палеозойского геосинклинального развития Индокитая, с отсутствием настоящего горообразования и моласс и заменой его тектоническим выравниванием. Выравнивание, однако, далеко не было полным. В регенерированном прогибе Шонгда, типа внутреннего котловинного моря, начиная с девона (по другим данным с перми) и до ранней перми включительно шло накопление мощной (5—6 км) терригенной формации с подчиненными базальтовыми покровами. Аналогичного типа толща, но с андезитами в нижней части отлагалась несогласно на силуре — девоне, в карбоне северного Таиланда (Т. Танасутипитак). Близкий характер имеет и терригенный флиш Мергуи-Пукет верхнего девона — триаса западной (тогда, вероятно, южной) окраины Синобирмании. В верхнем карбоне — нижней перми среди этого флиша известны диамиктиты с глыбами кристаллических пород, происходящими с обоих бортов бассейна. По мнению Ю. Г. Гатинского, это свидетельствует о возникновении здесь рифтовой системы межконтинентального, красноморского типа — предтечи раннемезозойского Тетиса (Неотетиса), окончательно отделившего Синобирманию от Гондваны. Об узости этого бассейна и близости Синобирмании к Гондване свидетельствуют палеомагнитные определения для карбона, указывающие на положение Синобирмании еще в южном полушарии и присутствие в ее северной части, в Юньнани ледниковых отложений нижней перми, подобно южному Тибету и Индостану [Notes on the geology..., 1980].

Межконтинентальными рифтовыми системами были в это время, вероятно также зоны Шонгда и Уттарадит, продолжавшиеся на северо-запад соответственно в северный и центральный (вдоль р. Нуцзян) Тибет. Обе они, как и зона Мергуи-Пукет, продолжали свое активное развитие в поздней перми и триасе, т. е. на раннекиммерийском этапе развития региона. Зона Уттарадит — Чионг-Рай — Нуцзян представляла собой при этом, вероятно, осевой бассейн пермо-триасового Тетиса.

Раннекиммерийский этап (поздняя пермь — триас). Уже к началу этого этапа континентальные глыбы, составившие остов будущего Индокитая, значительно сблизились. Океанская кора Юньнань-Малайской геосинклинали, ранее испытывавшая субдукцию лишь под Синобирманский микроконтинент, начала субдуцироваться и под Индосинийский массив, о чем свидетельствует образование позднепермского — триасового вулканического пояса вдоль западной окраины последнего; аналогичный пояс продолжал развиваться и на западе. Перед окончательной коллизией Синобирмании и Индосинии в узком, но глубоководном бассейне между ними в Таиланде отложился триасовый флиш Лампанг. Подобный же бассейн, также заполнявшийся терригенным флишем, продолжал существовать и в центральной Малайе, к востоку от вулканической дуги Главного хребта; более узкий флишевой прогиб находился западнее этой вулканической дуги. Флишенакопление продолжалось и на западной (южной) окраине Синобирмании.

В рифтовом троге Шонгда на северо-востоке региона после фазы сжатия, отмеченной несогласием в середине перми, возобновилось интенсивное погружение, сопровождаемое накоплением чрезвычайно пестрой по составу и мощной толщи терригенных в основном отложений, с участием известняков и базальтов. Верхнепермские базальты, по Ю. Г. Гатинскому, близки к континентальным толеитам и щелочным базальтам; в триасе вулканизм носит по составу бимодальный (контрастный) характер. Подобное же развитие триаса наблюдается и север-северо-западнее, в Юньнани, но здесь бимодальный вулканизм характерен уже и для перми. Среди триасовых пород прогиба Шонгда и его продолжения в Юньнани известны многочисленные тела, очевидно, протрузии гипербазитов, которые обычно также считались триасовыми. Последнее, однако, было сомнительным, учитывая рифтогенный характер пермско-триасовых вулканитов. Более вероятен раннепалеозойский возраст этих офиолитов, что нашло подтверждение в новых данных.

К концу триаса, начиная с нория приурочена главная эпоха тектогенеза Индокитая, получившая от Ж. Фромаже соответственно название индосинийской и отвечающая раннекиммерийской эпохе Европы (последняя, впрочем, достигла своей кульминации несколько позже, после нория). В результате коллизии континентальных глыб Синобирмании, Индосинии, Восточной Малайи и других более мелких, охвата складчато-надвиговыми деформациями остаточных прогибов промежуточных геосинклинальных систем, внедрения в них и в их обрамление многочисленных гранитных плутонов (основная масса оловоносных гранитов Таиланда, Малайи и «Оловянных островов» Индонезии) возник единый Индокитайский субконтинент, спаявшийся с остальной Евразией (см. рис. 76, В). Это был коренной перелом в истории региона, которая с этого времени пошла по существенно иному пути.

Позднекиммерийский — альпийский этапы (юра — вактер). Теперь развитие субконтинента целиком определялось его положением между Тихим океаном на северо-востоке и Тетисом, а с конца юры Индийским океаном, — на юго-западе. В пределах большей части Индокитая господствовала континентальная обстановка с отдельными морскими мелководными заливами, и лишь в центральной Бирме в юре существовал глубоководный бассейн (окраинное море) на океанской коре. Отложения открытого моря (край Тихоокеанского бассейна) известны в лейасе юго-восточного Вьетнама; они являются продолжением аналогичных отложений юго-восточного побережья Китая (район Гонконга).

Рассматриваемый достаточно длительный этап развития Индокитая может быть довольно условно разделен на три подэтапа, на границе которых наблюдалось оживление эндогенной активности и происходила некоторая структурная перестройка. Эти подэтапы примерно отвечают юре, мелу и кайнозою, но первый подэтап фактически начинается еще в нории, а граница первого и второго подэтапов может несколько подниматься в ранний мел, а второго и третьего — в палеоген, до олигоцена.

В течение юрского подэтапа на фоне общего поднятия территории после индосинийского диастрофизма обособляются отдельные впадины, в которых продолжается начавшееся уже во второй половине позднего триаса накопление красноцветной, в основном континентальной грубой молассы. Ввстречаются, однако, отдельные прослои карбонатных пород с морской фауной всех отделов юрской системы, отражающие кратковременные ингрессии моря. В Юньнань-Малайской системе они достигают Юньнани (J_2), во Вьетлаосской известны лишь на крайнем востоке, на побережье СРВ.

В пределах Юньнань-Малайской и Вьетлаосской складчатых систем впадины имеют, как правило удлиненную форму и как бы вписаны в складчатую структуру геосинклинального комплекса. Моласса здесь местами залегает в синклиналях согласно на подстилающих отложениях, например на триасовом флише Лампанг в северном Таиланде, и лишь по бортам несогласно перекрывает более древние образования. С другой стороны, некоторые впадины, например крупная впадина Туле в северном Вьетнаме, имеют уже явно наложенный характер и близкую к изометричной конфигурацию. На уровне самых верхов триаса и низов лейаса в низах молассовой формации присутствуют кислые вулканиты повышенной щелочности. Они могут рассматриваться либо как последние отзвуки коллизии микроконтинентов, либо как продукты начального рифтогенеза. Складчатые деформации триасово-юрской молассы в Юньнань-Малайской системе в сильно ослабленной форме повторяют складки более древних толщ, а во Вьетлаосской выражена более резко в бортах впадин и затухают к их центральным частям.

Очень крупная и плоская впадина, заложенная также еще в конце триаса, продолжала развиваться на Индосинийском массиве в районе плато Корат; общая мощность отложений верхнего триаса — юры здесь превышает 3 км, т. е. больше, чем во впадинах складчатых систем. И здесь среди континентальных обломочных красноцветов встречаются

пласты известняков и мергелей с морской фауной. Ингрессии шли с юго-востока; в юго-восточных районах Вьетнама распространены относительно глубоководные морские юрские (лейасовые) толщи, с пачками конгломератов, рифовых известняков (олистолиты?) и известково-щелочных вулканитов среднего и кислого состава.

В пределах Синобирмании, в частности плато Шан, морские отложения выполняют мелкие и разрозненные впадины. На востоке и в центре это те же континентальные красноцветы с лагунными и морскими прослоями, а на западе, вблизи краевого разлома Сагаинг (Панлаунг) мелководные песчано-глинистые отложения с пачками известняков, в том числе рифовых. По другую сторону разлома развита карбонатно-терригенная флишевая формация триаса — низов юры, интенсивно смятая, с протрузиями или меланжем ультрамафитов и мафитов, несогласно перекрытая мелководными терригенными осадками верхов юры — низов мела. Развитие этих образований (флиш, офиолиты) намечает зону субдукции, наклоненную под Синобирманский массив; позднее, в середине мела (см. ниже) с ней окажется связанным формирование краевого вулканоплутонического пояса.

За исключением этого района Центральной Бирмы, переход от юрского к меловому подэтапу сопровождался лишь умеренными поднятиями и перерывом в накоплении осадков местами охватывающим весь ранний мел. В области Индосинийского массива перерыв этот проявлен лишь локально; в течение раннего мела продолжалось накопление красноцветной лагунно-континентальной формации, завершающееся в позднем мелу отложением эвапоритовой толщи, в которой, кроме каменной соли, установлено и развитие калийных солей. Морские воды проникали в этот почти замкнутый бассейн, вероятно, с юго-востока.

Наиболее активно продолжала развиваться на этом подэтапе западная окраина региона, подстилаемая зоной Беньофа. В середине мела здесь началось формирование пояса гранитоидов наиболее типично выраженного на западе плато Шан. В составе пояса крупные, до батолитовых, плутоны диоритов, кварцевых диоритов, адамеллитов, биотит-роговообманковых гранитов сменяются вкрест простирания к востоку мелкими телами двуслюдяных лейкократовых гранитов с редкометальной минерализацией. Пояс редкометальных, оловоносных гранитов протягивается на юг через южный Таиланд, Малайю до Суматры включительно. На п-ове Малакка в середине мела изливались и известково-щелочные вулканиты; в конце мела (70—80 млн. лет) образовались небольшие массивы гранитов повышенной щелочности (Таиланд, Малайя) и плутоны гранодиоритов (Суматра). Все это свидетельствует о продолжении субдукции океанской коры Тетиса вдоль зоны Беньофа, намечаемой Ю. Г. Гатинским (1979 г.) и А. Митчеллом (1981 г.) примерно посередине современного Центрально-Бирманского прогиба вдоль вулканической дуги, где известны среднемеловые гранодиориты (см. рис. 76, Г). В конце юры — начале мела эта зона могла проходить непосредственно вдоль разлома Сагаинг.

Западнее мел-кайнозойского вулкано-плутонического пояса центральной Бирмы на месте Индобирманских цепей еще в конце триаса — начале юры началось образование бассейна с океанской корой, на продолжении зоны Инда — Цангпо Тибета [Mitchell, 1981]. В конце мела зона Беньофа переместилась на западные склоны современных Индобирманских цепей, и в ее висячем боку возникла новая, невулканическая островная дуга. В конце мела, начиная с кампана, на внешнем склоне этой дуги в желобе началось накопление мощных олистостромов, а затем флиша (аналог индского), а на внутреннем склоне, в преддуговом бассейне — мелководных отложений. В Центрально-Бирманской вулканической и на западной окраине Синобирманского массива в эту эпоху возник западный пояс олово-и ванадиеносных гранитов а в последней полосе проявилось поддвигание тектонических чешуй к востоку.

Меловой магматизм, связанный с субдукцией, отмечается в мелу и на востоке Индокитая на продолжении вулканического пояса юго-восточного Китая, включающего о. Хайнань. Здесь, особенно на юге СРВ известны редкометальные граниты с возрастом 100—80 млн. лет.

В течение юры и мела по окончании основной эпохи индосинийского диастрофизма начались сдвиговые и сбросо-сдвиговые смещения вдоль разломов рек Хонгха и Да на севере СРВ, Дьенбьен на северо-западе СРВ и северо-востоке Лаоса, Лебир в Малайе.

Начало кайнозойского подэтапа развития Индокитая характеризуется общим, хотя и слабым поднятием региона, за исключением районов Центральной и Западной Бирмы и смежной окраины Индостана. Об этом говорят почти полное отсутствие палеогеновых отложений, глинистый состав и континентальное происхождение в тех редких впадинах, где они установлены [Гатинский, 1980]. В западной зоне Индобирманской системы и на ее южном продолжении в Андамано-Никобарском архипелаге в палеоцене—эоцене шло накопление мощного терригенного флиша с олистолитами неритовых известняков и офиолитов на востоке — продуктами продолжающегося размыва невулканической островной дуги, наиболее отчетливо выраженной в южной части системы, начиная с хр. Рикхайн [Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, 1977].

К востоку от дуги развиты мелководные терригенные с пачками нуммулитовых известняков отложения, достигающие очень значительной мощности, особенно в западном борту Центрально-Бирманского прогиба (до 11 км на центральном отрезке); к северу морские фации замещаются континентальными.

На границе эоцена и олигоцена отмечается усиление поднятий и деформаций Индо-Бирманской дуги и ее южного продолжения в Андаман-Никобарском архипелаге. Олигоценовый флиш на западном склоне Индо-Бирманских гор залегает несогласно на эоценовом, вдвое превосходит его по мощности (6 км против 3 км) и обнаруживает явно регрессивный характер (конгломераты, угли), переходный уже к молассе. На восточном склоне Индо-Бирманских гор и в Центрально-Бирманском прогибе олигоцен также местами отделен от эоцена несогласием, сложен мелководными и дельтовыми песчано-глинистыми осадками с прослоями известняков и по мощности (до 3,2 км) значительно уступает палеоцену — эоцену. В олигоцене началось становление молодой вулканической цепи Пегу-Йома — наследницы более ранней вулканической дуги.

В конце олигоцена—начале миоцена в структурном плане остальной большей части региона происходят существенные изменения. На фоне усилившегося воздымания закладываются три рифтовые системы, продолжающиеся с суши в акватории. Наиболее западная из них и наиболее протяженная Лаосско-Сиамская простирается в меридиональном направлении, сначала в виде отдельных мелких впадин северо-западного Лаоса и северного Таиланда, затем Менамского прогиба центрального Таиланда и продолжается, последовательно углубляясь до 6—8 км и более, в Сиамский залив. Здесь она выражена на севере меридиональным же Тайским прогибом и на юге Малайским прогибом юг-юго-восточного простирания. Последний приходит в торцовое (тройное) сочленение с другой подводной рифтовой системой северо-восточного направления, включающей прогиб Западная Натуна и следующей далее касательно к юго-восточному побережью Вьетнама. В этом районе с данной системой сочленяется Нижне-Меконгская рифтовая система. Еще одна рифтовая система, север-северо-западного простирания включает на суше Ханойский прогиб и ряд более мелких впадин в северном Вьетнаме. На границе с морем глубина Ханойского прогиба достигает 7 км; он продолжается в акваторию между о. Хайнань и побережьем Вьетнама и далее к югу сочленяется с северо-восточным продолжением перивьетнамской рифтовой системы.

На суше, а частично и в море, рифтовые прогибы заполнялись обломочными озерно-аллювиальными отложениями с отдельными морскими горизонтами— продуктами ингрессии со стороны Южно-Китайского моря. Глубоководная котловина последнего образовалась, судя по линейным магнитным аномалиям, между средним олигоценом и ранним миоценом, т. е. ее заложение предшествовало заложению рифтовых систем субконтинента. Ось спрединга в Южно-Китайском море имеет восток-северо-восточное простирание и смещается север-северо-западными трансформными разломами, ограничиваясь на западе разломом Биен Вьет (Н. Н. Минь) вдоль подводной окраины Вьетнама.

С развитием континентальных рифтовых систем связан молодой, позднеплиоценово-плейстоценовый толеит-базальтовый и щелочно-базальтовый вулканизм восточного Индокитая, сменивший гранитоидный магматизм, с последними проявлениями в палеогене (до 29—30 млн. лет) вследствие резкого смещения восточной зоны Беньофа к востоку при раскрытии Южно-Китайской глубоководной котловины.

Между тем, западная, расположенная на индоокеанской стороне региона зона Беньофа испытала в неогене лишь относительно небольшое смещение к западу, оставаясь весьма активной, в частности, судя по продолжающемуся магматизму в ее тылу. К середине миоцена раскрылась впадина Андаманского моря, что рассматривается как следствие коллизии Восточно-Индийского хребта с Зондским желобом, столкновения Индии с Евразией и «перескока» субдуцированной оси спрединга северо-востока Индийского океана к востоку [Eguchi et al., 1979]. Как бы то ни было, параллельно шло оформление Андаман-Никобарской невулканической островной дуги к востоку от нее, в западной части Андаманского моря. На севере заканчивалось становление Индобирманских хребтов, Предараканского и Центрально-Бирманского прогибов с их мощным молассовым выполнением. На юге оформились невулканическая островная дуга Ментавай, прогиб в ее тылу, Баризанское вулканическое поднятие Суматры и молассовый прогиб на востоке острова. Вся эта западная периферия Индокитая сохраняет высокую тектоническую, сейсмическую и вулканическую активность и в современную эпоху, особенно на юге, в районе Суматры.

9. Некоторые выводы и проблемы

Представляется, что несмотря на недостаточную и неравномерную изученность, основные тенденции в тектоническом развитии Индокитая уже установлены. Являясь в середине докембрия частью суперконтинента, объединявшего будущие Лавразию и Гондвану, в конце докембрия регион стал подвергаться деструкции с образованием в начале палеозоя двух геосинклинальных систем — ветвей Палеотетиса, более крупной меридиональной Юньнань-Малайской и побочной юго-восточной Вьетлаосской, между которыми обособился Индосинийский микроконтинент (рис. 78). В конце среднего палеозоя от Гондваны откололся другой микроконтинент — Синобирмания, составлявший западное (южное) ограничение Юньнань-Малайской системы. К началу мезозоя оба микроконтинента — Синобирмания и Индосиния значительно сблизились между собой и с Южнокитайским микроконтинентом и в то же время намного отошли от Гондваны в связи с началом образования Неотетиса. Частичная регенерация геосинклинального режима в поздней перми и триасе «отсрочила» окончательную стабилизацию большей части Индокитая до индосинийской (раннекиммерийской) эпохи в конце триаса—начале лейаса. В юре и мелу Индокитайский субконтинент еще сохранял довольно высокую тектоническую и магматическую активность, особенно его западная и восточная периферии. Западная активная окраина Индокитая подстилалась зоной Беньофа, постепенно смещавшейся к западу, с последовательной аккрецией континентальной коры. Восточная окраина субконтинента также была активной, андского типа.

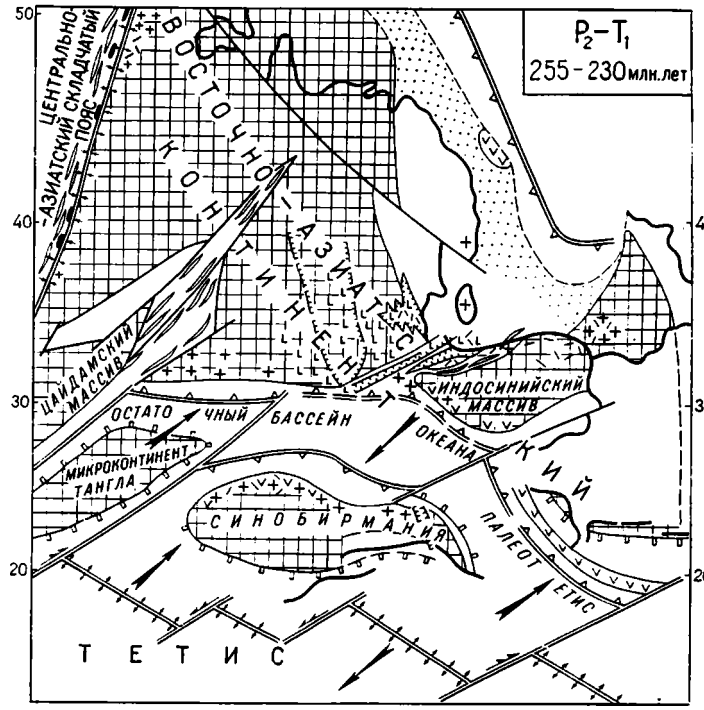
В позднем мелу и особенно палеогене происходит спад тектонической активности, и новое оживление наступает в конце палеогена — начале неогена (неотектонический этап). К этому времени зоны Беньофа на западе и востоке удалились на максимальное расстояние — порядка 3000 км друг от друга. Помимо поднятий, неотектонический этап характеризуется рифтообразованием на суше и современном шельфе, дошедшим до образования глубоководных впадин с корой океанского типа Южно-Китайского и Андаманского морей, т. е. новой деструкцией континентальной коры.

Таким образом, в истории региона, с одной стороны, чередовались этапы с преобладанием аккреции (конец раннего и позднего протерозоя, девон — карбон, конец триаса — начало юры) и деструкции (начало палеозоя, конец перми — начало триаса) континентальной коры. С другой стороны, процессы аккреции и деструкции протекали и одновременно. Так, аккреция вдоль западной периферии идет непрерывно с конца юры, а в ее тылу неоднократно проявлялась деструкция.

Если принципиальная сторона эволюции региона представляется в общем ясной, то иначе обстоит дело с многими, притом достаточно важными «деталями», касающимися времени проявления и характера многих событий. Так, нам точно не известно время новообразования океанской коры в начале развития Юньнань-Малайской и Вьетлаосской систем, т. е. первичный возраст выступающих в них офиолитов. Не известно, сопровождалась ли регенерация геосинклинального режима в конце палеозоя — триасе повторным новообразованием коры океанского типа, особенно в зоне Шонгда и когда заложился здесь раннекиммерийский прогиб — в поздней перми или еще в девоне. Неясно положение в первичной общей структуре таких блоков, как блок юго-восточного Таиланда — юго-западной Кампучии и особенно Восточно-Малайский блок. Неясны условия его причленения к Западной Малайе — где находилась зона субдукции — к западу от Восточной Малайи или к востоку от нее и куда была наклонена — были предложены разные варианты [Geology a. Mineral Resources..., 1978; Bignell, Snelling, 1977; Hutchison, 1975]. Остаются неясными точные контуры Индосинийского массива и строение складчатой зоны юго-восточного Вьетнама.

Но главный вопрос в региональном плане касается соотношений между общей структурой Индокитая (+Суматра) и Индонезии по обе стороны от меридиональной «демаркационной линии» эшелонированных разломов, проходящей от района восточнее о-ва Хайнань к Зондскому проливу. Рассмотрение этого вопроса возможно, однако, лишь после характеристики структуры Индонезийского и отчасти Филиппинского архипелагов.

Коснемся еще одного вопроса новейшей геодинамики северо-западной части региона. Ряд исследователей [Curray et al., 1979] справедливо обратил внимание на то что традиционно принимаемое в тектонике плит взаимодействие Индо-Австралийской и Евразийской плит не объясняет структур интенсивного сжатия на двух участках их границ — в районе Андаманских о-вов и особенно в северной части Индо-Бирманских цепей (хр. Нага), где граница плит параллельна направлению смещения Индийской плиты, т. е. носит сдвиговый характер. Однако в тылу Андаманского участка находится активная ось спрединга Андаманского моря, а в тылу хр. Нага — самостоятельная Бирманская (Западно-Бирманская) микроплита, сместившаяся в неогене к северу более чем на 400 км относительно Евразийской по сдвигу Сагаинг-Намьин. Последнее и вызвало надвигание хр. Нага на смещенное к востоку по сдвигу Дауки плато Шиллонг — отторженец Индостанской платформы [Mitchell, 1981]. Евразийскую плиту также нельзя считать монолитной; с образованием левого сдвига вдоль р. Красной от нее, в частности, отделилась Индокитайская плита, ограниченная на юге параллельным сдвигом, выходящим на востоке к дельте Меконга [Гатинский, 1981]. Индокитайская плита испытывала смещение к северо-западу. Все эти



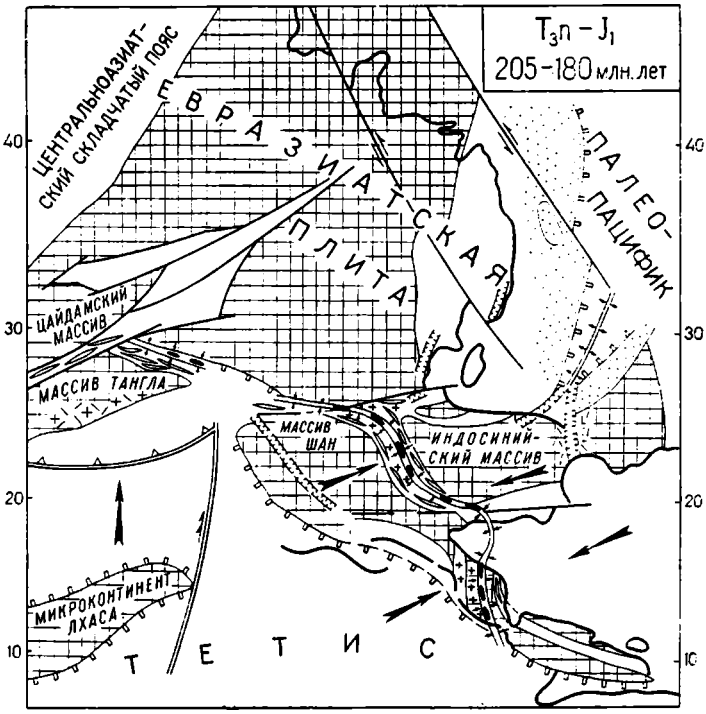
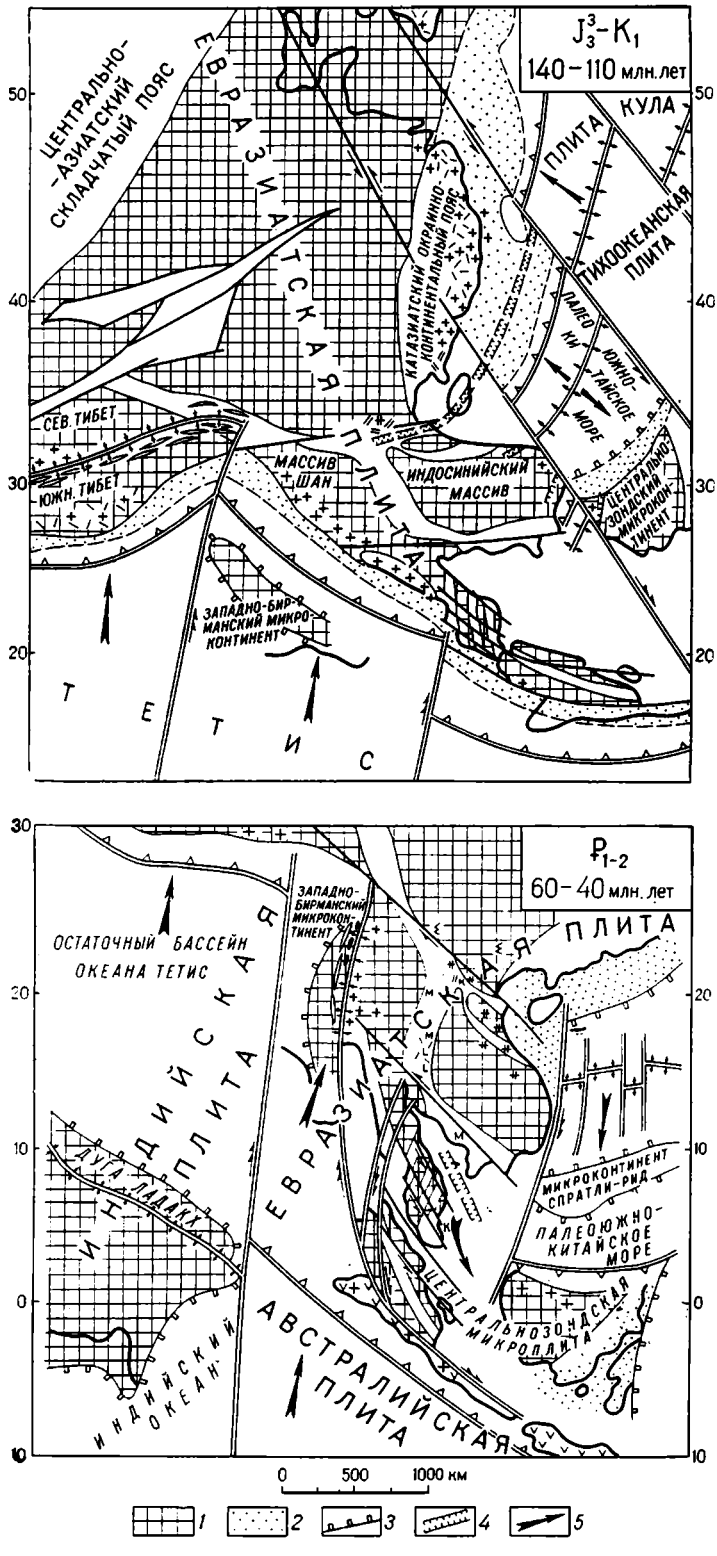


Рис. 78. Палеогеокинематические реконструкции Юго-Восточной Азии (по Ю. Г. Гатинскому).

1 — область развития домезозойской континентальной коры, включая шельфы древних платформ; *2* — фанерозойские шельфы на палеозойском и мезозойском континентальном основании; *3* — внут-



риплитные («пассивные») континентальные окраины; *4* — континентальные рифты; *5* — направления движения плит. Остальные обозначения — см. рис. 76

встречные движения были также причиной пережима соединительных звеньев между зонами Южного Тибета и Индобирманскими цепями. А в общем Юго-Восточная Азия и на новейшем этапе развития не представляла собой простого окончания монолитной Евразийской плиты, а состояла (и состоит), как считают П. Асначинда и другие исследователи, из нескольких самостоятельных микроплит [Geology a. Mineral Resources..., 1978; Holcombe, 1977].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ван Дык Тьыонг. Тектоника Северного Вьетнама. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 95—106.

Гатинский Ю. Г. Пермь и триас юго-восточной части Азиатского континента. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 1, с. 47—64.

Гатинский Ю. Г. Юрско-меловой этап юго-восточной части Азиатского континента. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1979, № 4, с. 31—45.

Гатинский Ю. Г. Кайнозой юго-востока Азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1980, № 3, с. 19—31, № 7, с. 28—36.

Гатинский Ю. Г. Геокинематические реконструкции юго-восточной части Азиатского континента в позднем фанерозое. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1981, № 4, с. 61—69, № 5, с. 10—19.

Гатинский Ю. Г., Кудрявцев Г. А., Мишина А. В. О «мезозоидах» Юго-Восточной Азии. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 4, с. 62—70.

Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. I и II. М., Мир, 1977.

Нгуен Нгием Минь. Особенности геологического строения и развития Северного Вьетнама в связи с его минерагенией. Автореф. дисс., М., МГУ, 1977. 43 с.

Фан Чыонг Тхи. Геология метаморфических комплексов Юго-Восточной Азии. Автореф. докт. дисс., М., МГУ, 1980.

Bignell J. D., Snelling N. J. Geochronology of Malayan granites. — Overseas Geol. a. Miner. Resour., 1977, № 47, p. 1—62.

Curray J. R. et al. Tectonics of the Andaman Sea and Burma. — In: Amer. Ass. Petr. Geol., Mem. 29, 1979, p. 189—198.

Eguchi T., Uyeda S., Maki T. Seismotectonics and tectonic history of the Andaman Sea. — Tectonophys., 1979, v. 57, p. 35—51.

Geology and Mineral Resources of South East Asia. Bangkok, 1978.

Geology and Paleontology of South East Asia. v. 15, Tokyo, 1975.

Geology of the Malay Peninsula (Gobett W. J. a. Hutchison C. S. ed.) NY., Wiley Interseience, 1973.

Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region. Geol. Surv. Prof. Paper 1078, Washington, 1979.

Holcombe C. J. How rigid are the plates? Fault and shear rotations in southeast Asia. — J. Geol. Soc. Lond., 1977, v. 134, № 3, p. 325—342.

Hutchison C. S. Ophiolite in Southeast Asia. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, № 6, p. 797—806.

Karig D. E. et al. Structural framework of the forearc basin NW Sumatra. — J. Geol. Soc. Lond., 1980, v. 137, № 1, p. 77—91.

Mitchell A. H. G. Phanerozoic plate boundaries in mainland SE Asia, the Himalayas and Tibet. — J. Geol. Soc. Lond., 1981, v. 138, № 2, p. 109—122.

Mitchell A. H. G. et al. Geology and exploration geochemistry of the Yadanatheingi and Kyaukme-Longtawkno areas, Northern Shan States, Burma. — Overseas Geol. a. Miner. Resour., 1977, № 51, p. 1—23.

Mitchell A. H. G., Mc Kerrow W. S. Analogous evolution of the Burma orogen and the Scottish Caledonides. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 305—315.

Moore G. F., Billman H. G., Hehanussa P. E., Karig D. E. Sedimentology and paleobathymetry of Neogene trench-slope deposits, Nias Island, Indonesia. — J. Geol., 1980, v. 88, № 2, p. 161—180.

Moore G. F., Karig D. E. Structural geology of the Nias Island, Indonesia: implications for subduction zone tectonics. — Amer. J. Sci., 1980, v. 280, № 3, p. 193—223.

Notes on the geology of Tibet and adjacent areas — Report of the American plate tectonics delegation to the Peoples Republic of China. US Geol. Survey Openfile report 80—501, Reston, 1980.

Page BGN, Bennett J. D., Cameron N. R. et al. A review of the main structural and magmatic features of northern Sumatra. — J. geol. Soc. Lond., 1979, v. 136, p. 5, p. 569—577.

Stauffer P. H. Malaya and Southeast Asia in the pattern of continental drift. — Bull. geol. Soc. Malaysia, 1974, № 7, p. 89—138.

Studies in East Asian tectonics and resources (SEATAR). A program and review of research compiled for 2-nd SEATAR workshop. Bandung, Indonesia, 7—21 October, 1978 (1980).

Workman D. R. Geology of Laos, Cambodia, South Vietnam and the eastern part of Thailand. — Overseas Geol. a. Miner. Resour., 1977, № 50, p. 1—33.

Глава IX

ИНДОНЕЗИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность

Индонезийская складчатая область расположена на стыке Средиземноморского и Западно-Тихоокеанского геосинклинальных поясов. Основной период ее геосинклинального развития приходится на время, когда Тетис представлял собой непосредственное восточное продолжение Тихого океана, испытывавшего расширение вдоль оси широтного простирания. Будущий Индонезийский архипелаг, кроме архипелагов Хальмахера-Оби и Бангаи-Сула, формировался вдоль северной активной окраины переходной от Тетиса к Пацифику океанской области. Поэтому эти архипелаги, геологически тяготеющие к Новой Гвинее, будут рассмотрены в главе, посвященной Меланезийской области. Напомним также, что о. Суматра, самый западный из крупных островов Индонезии, был уже описан в предыдущей главе вместе с Индокитаем. С другой стороны, в данной главе рассматривается, помимо собственно Индонезийского архипелага и его внутренних морей, юго-западная часть Филиппинского архипелага, образующая непосредственное обрамление морей Сулу и Сулавеси. Таким образом, в этой главе будет дана характеристика структуры и развития области к востоку от меридиональной зоны разломов о. Хайнань — Зондский пролив, к югу от Южно-Китайского моря, к юго-западу от оси Филиппинского архипелага — Главного Филиппинского разлома, к западу от Молуккского моря и к югу от моря Серам. С юга область ограничена Индийским океаном, Тиморским и Арафурским морями. Помимо ряда крупных (Калимантан, Сулавеси, Ява, Флорес, Тимор, Серам) и многих мелких островов и их групп, область включает моря Яванское, Флорес, Банда, Сулавеси и Сулу; к ней тяготеет и юго-восточная часть Южно-Китайского моря.

В структурном отношении данная область может быть разделена на две крупные зоны — системы (рис. 79). Одну из них образует складчатая система, известная на западе как Восточно-Зондская дуга, а на востоке под названием дуги Банда. Эту Зондско-Бандскую систему можно назвать также Южно-Индонезийской. В современной структуре эта система составляет непосредственное восточное продолжение Бирмано-Зондской системы, включая Суматру и острова Ментавай, и протягивается от Явы на восток почти непрерывной цепочкой вулканических островов сначала широтного, затем восток-северо-восточного простирания, подставляемой с юга полосой островов невулканического происхождения — Сумба, Тимор, Танимбар, Кай, круто огибающей затем море Банда с востока и севера, где она включает острова Серам и Буру.

Другая складчатая система, расположенная севернее, которую можно назвать Северо-Индонезийской, состоит из нескольких складчатых зон общего северо-восточного простирания с отклонениями от меридионального до широтного, протягивающихся от Явы к Филиппинам. Она включает глубоководные котловины морей Сулу и Сулавеси.

Отделение этой системы от предыдущей является условным, поскольку ее восточная часть — о. Сулавеси и обрамление моря Сулавеси вплоть до о. Минданао — это, по всей вероятности, смещенное по сдвигам продолжение Зондско-Бандской системы, а ее западная часть — Яванское море, юго-восточный Калимантан и обрамление моря Сулу — образует северное продолжение Бирмано-Зондской системы по докайнозойским образованиям.

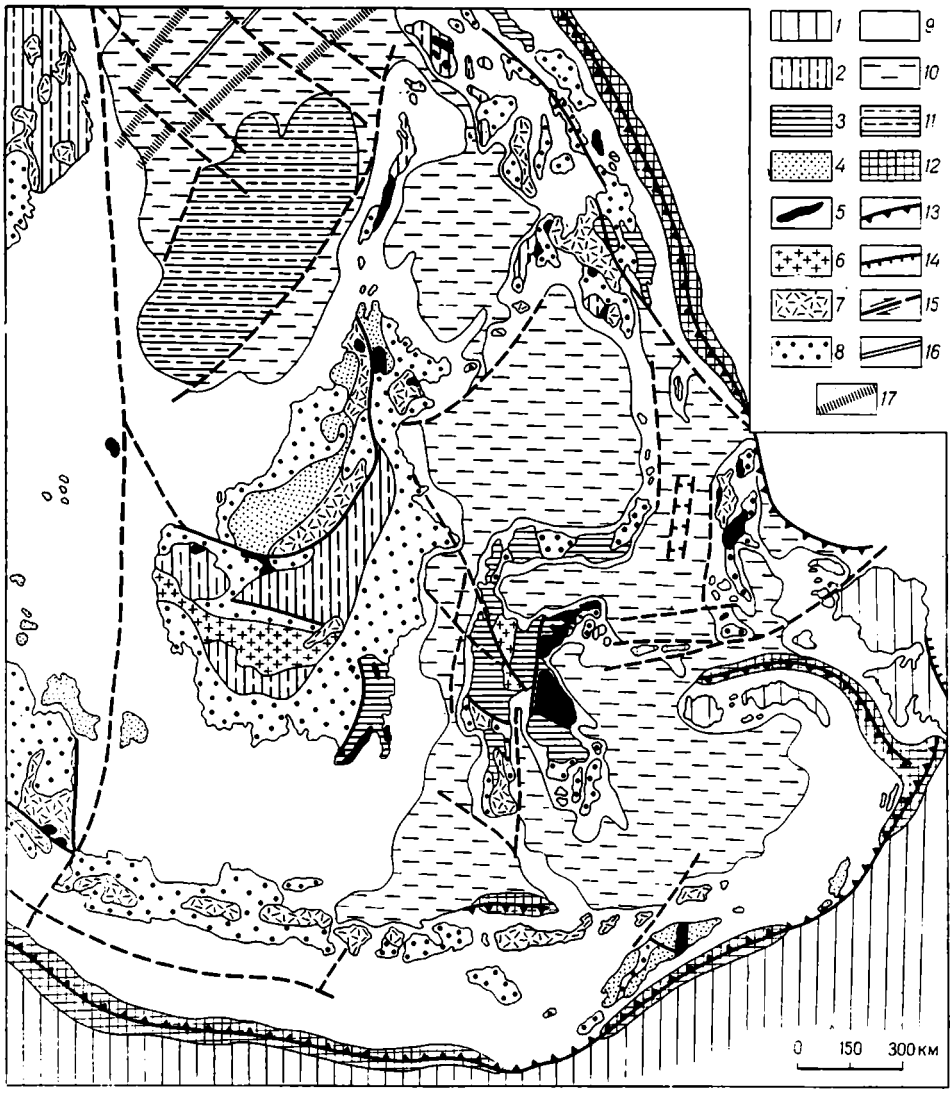


Рис. 79. Тектоническая схема Индонезийской складчатой области.

1 — континентальные платформы; *2* — срединные массивы; *3* — внутренние зоны; *4* — внешние зоны (флиши); *5* — офиолиты; *6* — мезозойские граниты; *7* — вулканиты; *8* — молассы; *9* — шельф; *10* — глубоководные впадины с корой океанского типа; *11* — микроконтинент; *12* — глубоководные желоба; *13* — зоны Беньофа; *14* — надвиги; *15* — сдвиги; *16* — ось спрединга в Южно-Китайском море; *17* — изохроны спрединга

Ранний этап геологического изучения Индонезийского архипелага связан с деятельностью голландских геологов, в том числе таких выдающихся ученых, как Г. Моленграаф, Р. В. Беммелен, Дж. Умбгрове. Первая капитальная сводка по геологии Индонезии (1949 г.) Р. В. ван Беммелена, изданная и в русском переводе [Беммелен, 1957], сохраняет свое значение до наших дней. В ней была разработана оригинальная геотектоническая гипотеза — ундационная, изложение которой в книге «Горообразование» было также опубликовано в русском переводе (1956 г.), как частично и книга Дж. Умбгрове «Пульс Земли» (см. «Островные дуги», 1952 г.). Г. Моленграафу (1916 г.) принадлежит сравнение современной обстановки Индонезийского архипелага с древними геосинклиналями.

После завоевания Индонезией независимости поток публикаций стал снова нарастать, причем авторами их теперь выступают как индонезийские геологи, так и американские и западно-европейские. Рост

публикаций стимулируется двумя обстоятельствами — поисками нефти, распространившимися на акватории, и идеями тектоники плит. Тектоническая карта Индонезии в масштабе 1 : 5 000 000 и поясняющая ее монография, опубликованная У. Гамильтоном [Hamilton, 1979], послужили основным источником при составлении настоящей главы.

Однако геологическая изученность Индонезии все еще остается совершенно недостаточной. Наряду с очень большой сложностью строения, особенно широким развитием образований типа тектонического меланжа (если даже их распространение и преувеличено У. Гамильтоном), это крайне затрудняет решение задачи тектонического синтеза и делает его неоднозначным, что следует иметь в виду при ознакомлении с содержанием данной главы. Значительно бóльший прогресс достигнут в геофизическом изучении акваторий; он отражен в целом ряде публикаций [Bowin et al., 1980].

2. Зондско-Бандская (Южно-Индонезийская) складчатая геосинклинальная система

Общая длина дуги Банда от Явы до о. Буру составляет около 4 тыс. км. В продольном направлении дуга может быть разделена на два сегмента: относительно прямолинейный западный, Восточно-Зондский и образующий крутую дугу вокруг моря Банда восточный, собственно дуга Банда. Граница между ними может быть условно проведена по меридиану 122° в. д. Западный сегмент граничит с Индийским океаном, восточный — с подводным склоном Австралийской платформы и ее новогвинейским продолжением, т.е. соответственно с океанской и континентальной корой.

В поперечном сечении, на западе с юга на север, на востоке с востока на запад выделяются следующие структурные зоны: 1) глубоководный Яванский желоб к востоку от 122° в. д., выклинивающийся перед подводной окраиной Австралийского континента и замещаемый системой значительно менее глубоких прогибов — Тиморским, Ару и Серамским; 2) внешняя, невулканическая дуга, выраженная подводным Яванским хребтом к югу от Явы и ближайших к ней с востока островов, а в восточном сегменте дуги островами Роти, Тимор, Бабар, Танимбар, Кай, Серам и Буру, не считая более мелких; 3) внешнедуговой (outerarc) прогиб, представленный в западном сегменте Яванской и Ломбокской впадинами, заполненными мощными осадками, а в восточном сегменте — впадинами Саву и Вебер; 4) внутренняя, вулканическая дуга, в западном сегменте состоящая из ряда сравнительно крупных островов, от Бали до Флореса, а в восточном — все более мелких, вплоть до одиночных вулканических островов и подводных вулканов; 5) тыльнодуговые впадины — моря Бали, Флорес и Банда.

Яванский желоб имеет глубину более 7 км против центральной Явы и о. Бали и более 6 км на остальном протяжении вплоть до о. Сумбава, где он быстро мелеет и в конце концов выклинивается на меридиане 112° в. д. Желоб этот подстилается типичной океанской корой — продолжением коры Индийского океана, и его большая глубина связана с незначительным поступлением осадков — внешняя дуга здесь погружена ниже уровня океана. На востоке желоб замещается, вернее кулисообразно подставляется системой менее глубоководных трогов — Тиморского, Ару, Серамского, расположенных уже на континентальной коре окраины Австралийского материка и представляющих собой, по существу, передовые прогибы Внешней дуги Банда. Сейсмические профили через эти троги, сведенные У. Гамильтоном (рис. 80), рисуют однообразную картину пологого погружения осадков австралийско-новогвинейского шельфа под интенсивно деформированные образования, слагающие верхнюю часть внутреннего склона желоба. Картина эта иллюстрирует, на наш взгляд, не столько процесс субдукции коры

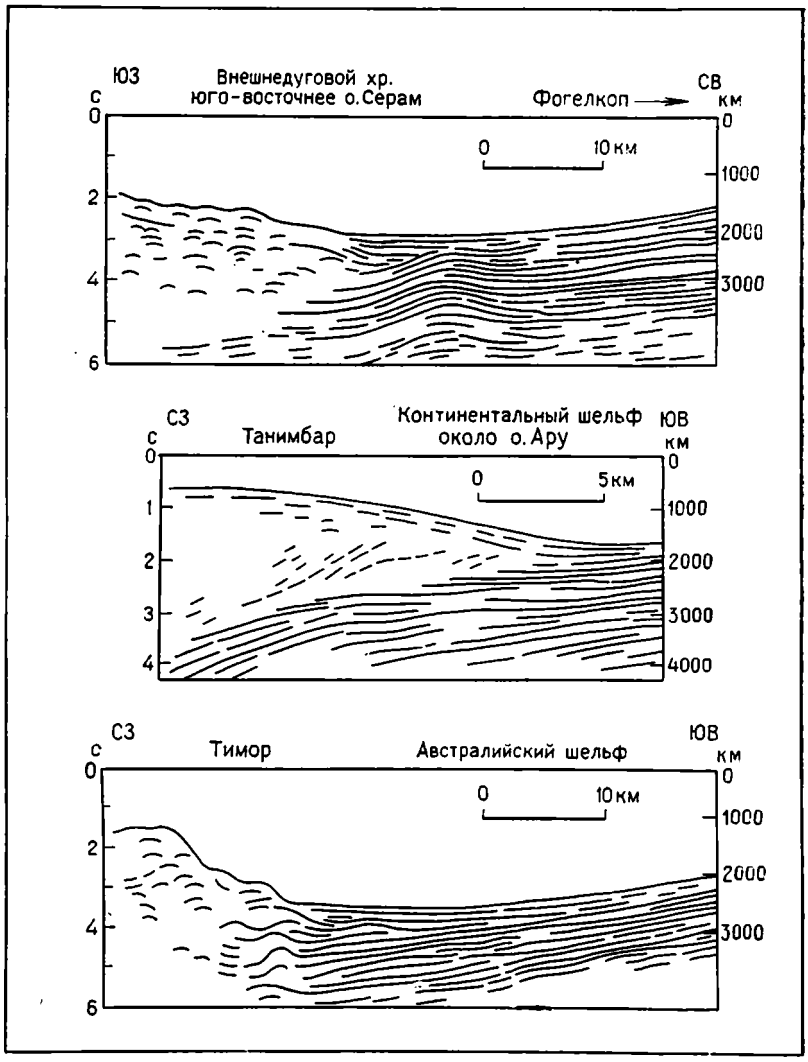


Рис. 80. Сейсмические профили МОВ через желоба вокруг моря Банда (по У. Гамильтону).

континента под кору островной дуги (субдукция типа А, по А. В. Балли), сколько процесс надвигания, обдукции последней; к этому вопросу мы еще вернемся ниже.

Внешняя, невулканическая дуга, как указывалось, наиболее отчетливо выражена в восточном сегменте, где она надвинута на край Австралийского континента. Наиболее крупным ее фрагментом является о. Тимор. Геологии Тимора посвящено довольно много работ; они содержат достаточно противоречивую характеристику и интерпретацию его структуры, в которой участвует широкий диапазон осадочных пород — от пермских до четвертичных, от глубоководно- до мелководно-морских, а также магматических — офиолитов, гранитоидов и метаморфических, включая метаморфиты высокого давления. Вероятно, в значительной мере прав У. Гамильтон, характеризующий структуру Тимора как тектонический хаос, состоящий из меланжа и чешуй и представляющий продукт коллизии дуги Банда с Австралийским континентом. Другие исследователи [Audley-Charles, 1980; Crostella, 1977] придают большее значение в структуре Тимора олистостромам, или тектоническим чешуям (рис. 81). У. Гамильтон указывает, что здесь не наблюдается правильной смены отложений континентальной окраины

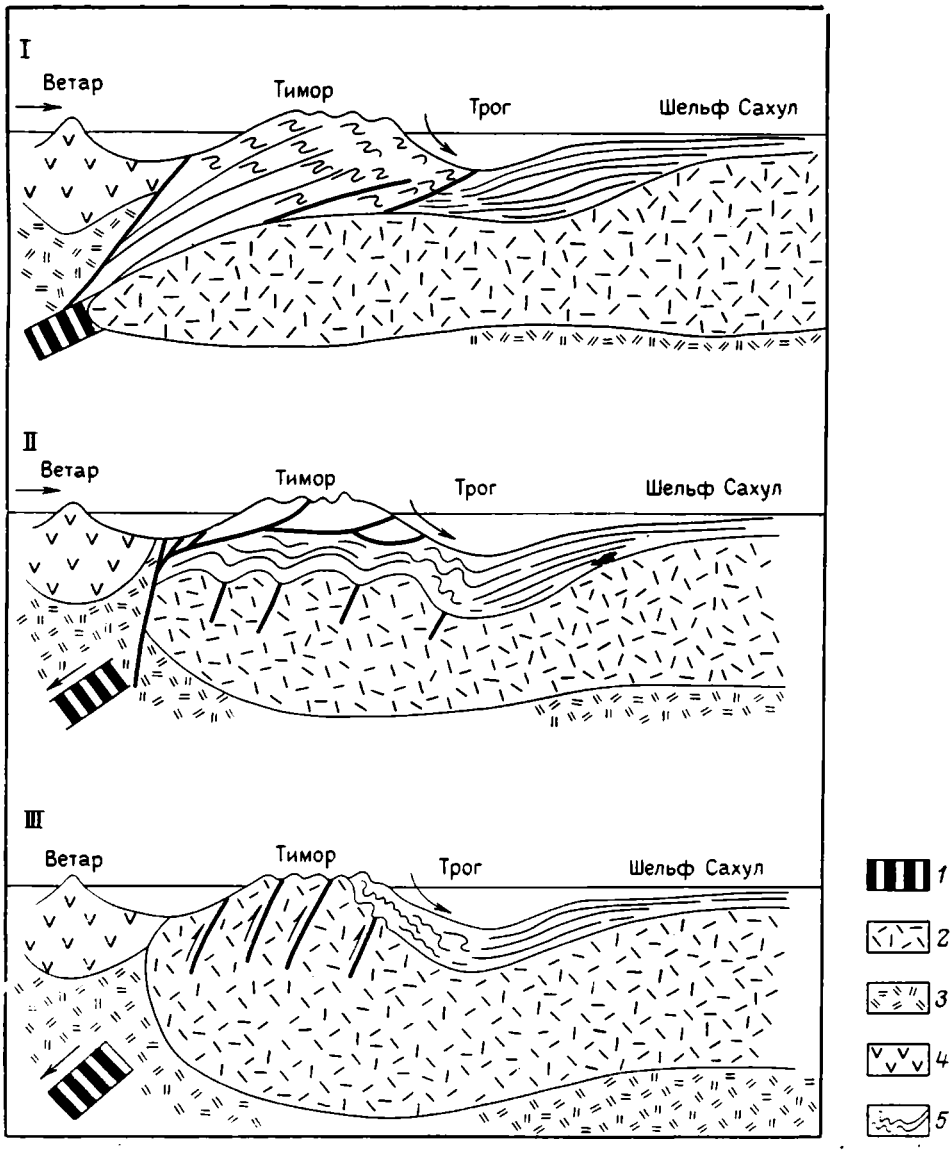


Рис. 81. Модели структуры о-ва Тимора.

I — чешуйчатая модель (по Гамильтону и Фитчу) — столкновение с островной дугой, схема II — надвиговая модель (по М. Дж. Одли-Чарлз и др.) — столкновение с отчлененным фрагментом Азии, схема III — взбросовая (автохтонная) модель (Чамалаун, Грэди, Кростелла) — отсутствие коллизии — поднятие континентальной коры по достижении зоны субдукции; *1* — океанская кора; *2* — континентальная кора; *3* — мантия; *4* — островная кора; *5* — осадки

отложениями открытого океана. Тем не менее, среди выступающих на Тиморе пород можно распознать представителей различных палеогеографических обстановок. Это, в частности, шельфовые обломочные породы перми и триаса австралийского типа и известняки с богатой фауной пермского возраста, свидетельствующей о субтропическом климате, сходные с фауной северной периферии Индостана [Hamilton, 1979]. Некоторая часть пермско-мезозойско-палеоценовых отложений квалифицируется как флиш [Crostella, 1977]. Встречаются, кроме того, пестроокрашенные пермские мелководные известняки и мергели тетического типа в сочетании с пиллоу-базальтами и субщелочными магматитами. У. Гамильтон видит в них породы океанических островов, или рифов. Встречены также пелагические отложения океанского типа — неизвестковистые красные глины с марганцовистыми конкрециями и зубами акул позднемелового возраста, радиоляриты, пелагические известняки, также

в сочетании с пиллоу-базальтами. Основную массу в меланже составляют чешуйчатые глины с пелагическими фораминиферами неоген-четвертичного возраста; монтмориллонитовый состав глин, их близость к бентонитам заставляет предполагать происхождение из вулканического пепла, источником которого могла быть внутренняя вулканическая дуга. Первоначально меланж мог представлять собой, вероятно, олистостром. Особый интерес привлекает находка антракотерия южно-азиатского типа, заставляющая предполагать участие в «тектоническом хаосе» Тимора азиатских элементов, проникших через Сулавеси и Калимантан (рис. 82).

Частично несогласно на меланже и в виде связных, относительно спокойно залегающих масс, а частично в сильно смятом виде или даже в составе меланжа залегает толща мощностью до 2 км морских мергелей, пелитоморфных известняков и аргиллитов верхов среднего миоцена — низов плейстоцена. Раздробленность этих отложений возрастает к югу. Среднеплейстоценовые водорослево-коралловые рифы подняты на Тиморе на высоту до 800 м и даже рифы с возрастом около 120 тыс. лет — на 60 м над уровнем моря. Еще одной интересной особенностью является грязевой вулканизм, известный и на других островах Внешней дуги.

Острова непосредственно к западу и востоку от Тимора сложены тем же комплексом пород, что и Тимор, и в столь же сложных соотношениях. На островах Танимбар далее к северо-востоку имеется довольно полный разрез мелководных отложений от триаса до верхнего миоцена или плиоцена, интенсивно деформированных и вовлеченных в меланж на востоке, несогласно перекрытых плиоценово(?)-четвертичными известняками на западе. На мелких островах между архипелагом Кай и о. Серам выступают серпентиниты, сланцы, гнейсы, наряду с осадочными породами. На северном фланге Внешней дуги северная и восточная части о. Серам и южная — о. Буру сложены комплексом осадков верхнего триаса — миоцена, напоминающим разрез смежной с севера Новой Гвинеи, но в интенсивно дислоцированном виде. Среди этих образований на Сераме, на северо-востоке о. Буру и на о. Амбон обнажаются породы древнего кристаллического фундамента — гнейсы амфиболитовой и гранулитовой фаций, амфиболиты, метаморфические сланцы, граниты. Наряду с этим в южной части Серама и на Амбоне известны серпентиниты и другие породы офиолитовой ассоциации, находящиеся в сложных тектонических соотношениях с предыдущими комплексами. Все это рассматривается как продукт субдукции (обдукции?) на границе континент — океан (в данном случае море Банда с корой океанского типа).

Внешнедуговой прогиб разделяет невулканическую внешнюю дугу от вулканической внутренней; глубина моря на большей части его протяжения более 3 км; прогиб заполнен осадками мощностью от 2 до 6 км и более, в частности во впадине Саву, ровное дно которой — свидетельство частичной компенсации погружения накоплением осадков. На этом фоне в наиболее выпуклой части дуги выделяется впадина Вебер глубиной более 7 км, почти не заполненная осадками.

Внутренняя, вулканическая дуга прослеживается от Явы до района южнее Буру, составляя непосредственное продолжение Баризанского вулкано-плутонического пояса Суматры. Но в отличие от Суматры, на Яве, видимо, отсутствует древнее кристаллическое основание и наиболее древними породами являются меловые и палеоценовые, выступающие в составе меланжа, несогласно перекрытого складчатым мелководноморским и континентальным эоценом. В меланже присутствует весь набор пород офиолитовой ассоциации, а также чешуйчатые глины, кварцевый конгломерат, кварцевый порфир. Перекрывающие меланж эоцен-олигоценовые (+низы миоцена) отложения представлены в нижней части конгломератами, песчаниками, глинами, лигнитами в чередовании с мелководными известняками, в средней — мергелями, в верхней шельфовыми известняками, частично рифогенными. Начиная с

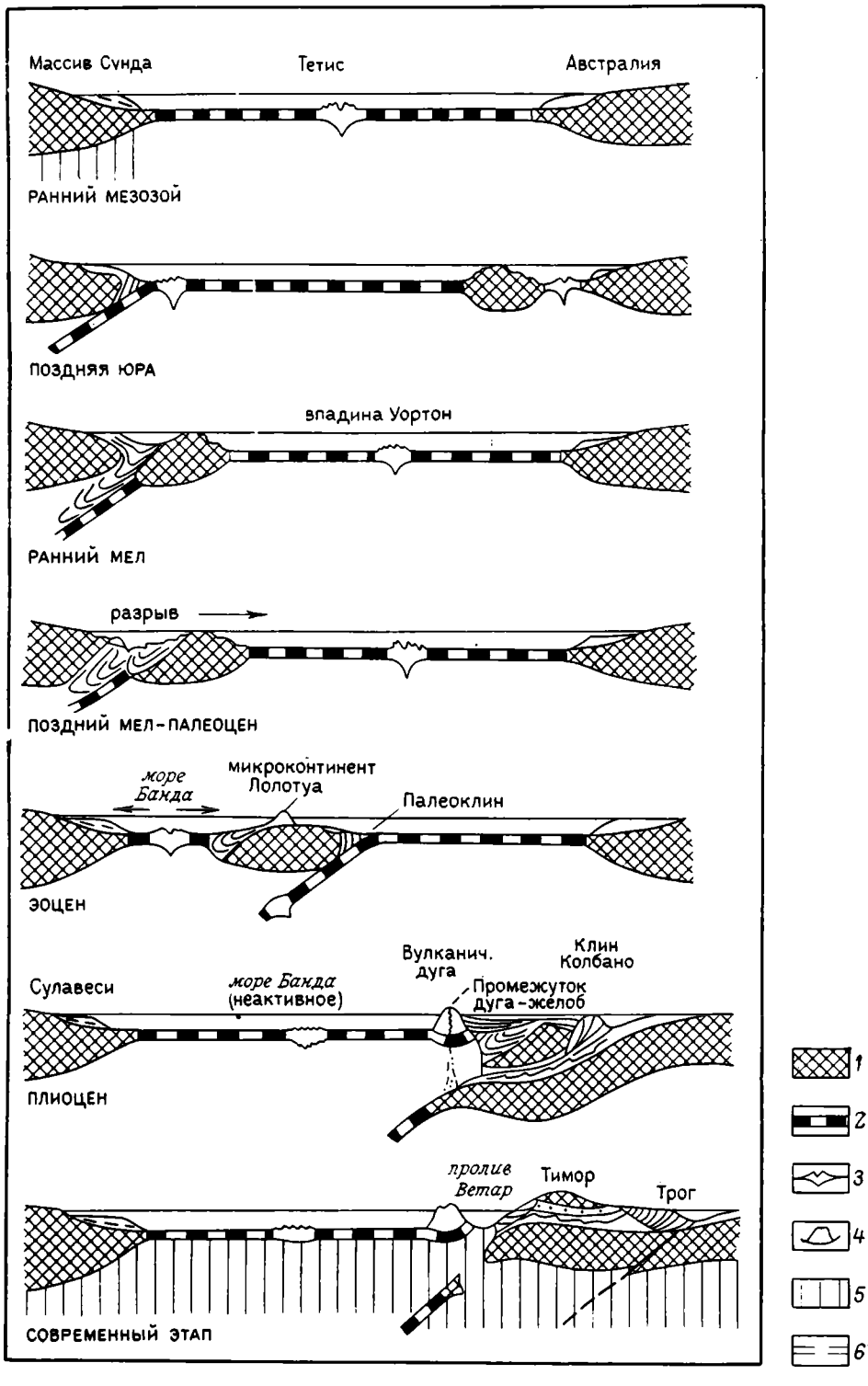


Рис. 82. Схема эволюции геологического строения о-ва Тимора (по А. Дж. Барберу).

1 — континентальная кора, *2* — океанская кора, *3* — срединный хребет, *4* — вулканическая дуга, *5* — мантия, *6* — осадки

верхов нижнего или со среднего миоцена, в осадках появляется вулканогенный материал, свидетельствуя о начале наземного вулканизма, максимумы которого приходятся на поздний миоцен и поздний плиоцен — квартер. Среди продуктов вулканизма преобладают высокоалюминиевые базальты и пироксеновые андезиты, при подчиненном участии дацитов (в отличие от Суматры, где вулканиты более кислые). На севере Явы известны недавно потухшие вулканы, сложенные щелочными (калиевыми) породами (лейцитовые базальты).

В северной части Явы протягивается полоса тыльных прогибов, продолжающаяся на смежный с северо-востока о. Мадура. Осадочное выполнение прогибов включает трансгрессивный олигоцен, морской глубоководный ранний миоцен и более молодую регрессивную, до континентальной серию. К северу отложения переходят в шельфовые фации, с участием рифов, с юга поступал вулканический материал. Ось прогибов последовательно смещалась к северу, по мере охвата южной их части складчато-надвиговыми деформациями, начавшимися в миоцене и протекавшими конседиментационно. Деформациями затронуты и верхнечетвертичные отложения. Имеются проявления глиняного диапиризма. Все эти деформации У. Гамильтон связывает с магматизмом вулканического пояса и с вызванным им нарушением гравитационного равновесия.

Шельфовое Яванское море к северу от Явы и Мадуры обнаруживает структуры северо-восточного простирания, связывающие северное побережье Явы с Калимантаном и, таким образом, принадлежащие уже Северо-Индонезийской складчатой системе. Это обстоятельство наряду с другими особенностями указывает на своеобразие структуры Явы и Мадуры и на условность их отнесения к Зондско-Бандской системе. Вулканическая дуга последней начинается, собственно, с другого восточного соседа Явы — о. Бали. В отличие от Явы, нигде в пределах вулканической дуги начиная с Бали не обнажаются породы древнее миоцена, а к востоку от о. Флорес — древнее верхнего миоцена. На островах Алор, Ветар и Рома к северу и северо-востоку от Тимора уже нет действующих вулканов, вулканические породы имеют верхнеплиоценовый возраст. Но далее к северо-востоку и северу, в районе максимального изгиба дуги Банда снова появляются цепочки мелких островов — одиночных вулканов, между которыми имеются, судя по рельефу дна, еще подводные вулканы. Крайним к северу в этой цепочке является о. Банда Апи к югу от Серама, но батиметрия показывает, что вулканическая дуга, вероятно, продолжается еще на 400 км к западу от этого острова. Кроме того, плиоцен-четвертичные известково-щелочные вулканиты слагают о. Амбон и ряд более мелких островов к юго-западу от Серама и к юго-востоку от Буру.

Крупные острова сложены вулканитами базальтового, андезитового и дацитового состава при преобладании андезитов, причем обнаруживается характерное увеличение содержания K_2O к северу с возрастанием глубины до зоны Беньофа. Имеются небольшие плутоны того же известково-щелочного состава. Мелкие острова (одиночные вулканы) образованы пироксеновыми андезитами. Относительно высокие отношения радиогенного стронция к нерадиогенному (0,7045—0,7095) интерпретируются У. Гамильтоном как обязанные субдукции осадочного материала. На Яве и Бали эти соотношения составляют 0,704—0,705, возрастая с востока на запад, вследствие увеличения ассимиляции корового материала.

В связи с этим интересно отметить присутствие между вулканической и невулканической дугами расположенного почти поперек разделяющего их внешнедугового прогиба между 118° и 122° о. Сумба, сложенного относительно древней континентальной корой. Если не считать проблематичных находок юрского аммонита и юрской или меловой пелециподы, наиболее древние породы острова относятся к мелу(?) и палеогену и представлены континентальными (лигниты) и мелководно-

морскими отложениями, претерпевшими интенсивные деформации. Большая часть острова сложена несогласно залегающим и слабодеформированным карбонатным неогеном с прослоями вулканического туфа. Кроме осадочных пород на острове распространены эффузивные (порфиры) и интрузивные (гранодиориты) магматиты, видимо, донеогенового возраста. У. Гамильтон отмечает сходство пород Сумбы с породами Яванского моря и полагает, что этот остров может представлять собой обломок континентальной коры североиндонезийского типа; гораздо менее вероятно, что он является обломком Австралии.

Тыльнодуговые впадины рассматриваемой системы представлены относительно небольшими котловинами Бали и Флорес в тылу Восточно-Зондской дуги и гораздо более крупной впадиной моря Банда в тылу одноименной дуги. Глубины моря Бали не достигают 2 км, видимо, в связи со значительной (более 4 км) мощностью осадков. В море Флорес глубины более 5 км, а мощность осадков менее 2 км. На юге моря Флорес намечается желоб, который У. Гамильтон рассматривает как признак зарождения новой зоны Беньофа.

Море Банда обладает сильно расчлененным дном со средней глубиной 4—5 км, минимальной менее 2 км и максимальной более 6 км. На дне возвышаются отдельные активные подводные вулканы; один из них выступает в виде острова, сложенного умеренно-щелочными андезитами. На юге моря Банда, аналогично морю Флорес, намечается возникновение новой зоны субдукции (У. Гамильтон). На северо-западе море Банда вклинивается между окончанием дуги Банда и о. Сулавеси и ограничивается с севера широтным разломом — сдвигом, проходящим по южному краю архипелага Сула и на восток, в направлении Новой Гвинеи (разлом Сула — Соронг). Кора моря Банда относится к океанскому типу с мощностью 6—10 км и поверхностью Мохо на глубине соответственно 10—14 км; об этом свидетельствуют и гравитационные аномалии — более $1{,}5 \cdot 10^{-3}$ м/с^2. Магнитные аномалии только на ограниченной площади носят линейный характер с простиранием на северо-восток 60—70°, что совпадает с их простиранием в восточной части котловины Уортон Индийского океана и может рассматриваться как свидетельство в пользу образования моря Банда путем отчленения островной дугой от океана. Об относительно древнем возрасте океанской коры моря Банда свидетельствует и тепловой поток, близкий к среднеземному. Он показывает, что кора моря Банда не моложе палеогена и, возможно, древнее.

Зондско-Бандская дуга на всем своем протяжении подстилается сейсмофокальной зоной, наклоненной внутрь дуги сначала полого, под углом около 30° (до глубины 100 км), затем несколько более круто (до 200 км) и еще круче — до максимальной глубины более 600 км. Вулканической дуге соответствует глубина до сейсмофокальной поверхности порядка 125 км, и расстояние дуги до выхода поверхности на дно желоба составляет от 170 до 300 км. Линия этого выхода, совпадающая с осью Яванского желоба, протягивается в зондской части дуги идеально параллельно оси вулканической дуги и обе они строго соответствуют дугам малых окружностей на поверхности Земли. Между Сумбой и Тимором, как бы повернутыми друг к другу, выход на дно сейсмофокальной поверхности испытывает излом, и далее к северо-востоку уже не подчиняется этим простым геометрическим соотношениям. По мнению У. Гамильтона, сейсмофокальная поверхность плавно изгибается вокруг моря Банда, повторяя изгиб вулканической дуги. Такой плавный изгиб без изломов маловероятен с механической точки зрения; он еще менее вероятен в связи с тем, что континентальная кора окраины Австралии и Новой Гвинеи подстилает всю внешнюю, невулканическую дугу и приходится, следовательно, допустить, что край континентального блока был заранее вырезан по контуру этой дуги (см. рис. 79). Поэтому более вероятны те построения, в которых допускается сегментированность зоны Беньофа в пределах дуги Банда [Bowin et al., 1980]. Такая сегменти-

рованность обосновывается, в частности, рисунком гравитационных аномалий в редукции Буге. К. Боуин и его соавторы выделяют четыре сегмента: 1) южный, от Тимора до Бабара, 2) центральный, от Танимбара и примерно до Касиуи (острова Ару); 3) северный, в районе Серама и 4) северо-западный в районе Буру. Субдукция происходит в первом и третьем сегментах; она сменяется растяжением во втором сегменте и трог Ару является структурой растяжения; в четвертом сегменте имеет место рифтообразование с отделением о. Буру от о. Сула.

3. Северо-Индонезийская складчатая геосинклинальная система

Эта система, напомним, охватывает крупные острова Калимантан (Борнео) и Сулавеси с Макассарским проливом между ними, мелкое Яванское море к югу от Калимантана, глубоководный бассейн моря Сулавеси к северу от одноименного острова и к востоку от Калимантана, аналогичный, но меньших размеров бассейн моря Сулу к северо-востоку от Калимантана, отделенный одноименным архипелагом от моря Сулавеси и филиппинским о. Палаван от Южно-Китайского моря и, наконец, юго-западную часть Филиппинского архипелага, обрамляющую с северо-востока моря Сулу и Сулавеси, а также юго-восточную мелководную часть Южно-Китайского моря, прилегающую к Калимантану (здесь именуемого Борнео) и Палавану.

Юго-западный Калимантан и Яванское море. Наиболее древним элементом этой сложной и еще малоизученной системы является геоблок юго-западного Калимантана с горами Шванер. Здесь известны кристаллические сланцы досреднекарбонового возраста (они же присутствуют в обломках в триасовых и меловых конгломератах); мелководные обломочные отложения, глинистые сланцы, известняки и лавы среднего и основного состава верхнего карбона(?) и перми, терригенный флиш и известково-щелочные вулканиты триаса, предверхнеюрские гранодиориты. Но основная масса широко распространенных плутонов гранитоидов имеет меловой возраст — 70—115 млн. лет [Haile et al., 1977]. С севера и с юго-востока этот геоблок ограничен зонами меланжа и вероятной позднемезозойской субдукции. Северная из них протягивается от района Кучинга в юго-западном Сараваке на о. Натуна, т. е. в северо-западном направлении, а на самом Калимантане, к востоку от Кучинга приобретает субширотное простирание. Юго-восточная зона обнажается в хребте Мератус на юго-востоке Калимантана и протягивается на юго-запад через Яванское море в направлении северного побережья Явы. Серпентинитовый меланж здесь включает пелагические известняки со среднемеловыми фораминиферами, перидотиты, зеленые и глаукофановые сланцы, радиоляриты, прорван(?) кварцевыми монцонитами и андезитами и несогласно перекрыт эоценом. С северо-запада и юго-востока поднятие с ядром из меланжа сопровождается прогибами того же северо-восточного простирания глубиной соответственно более 3000 и 4500 м; с северо-западным прогибом Барито хр. Мератус граничит по крупному надвигу. Юго-восточный прогиб отделяет поднятие Мератус от другого поднятия с меланжевым ядром, обнаженным в о. Лаут у юго-восточного конца Калимантана.

Все эти структуры продолжаются на юго-запад в Яванское море и меланж хр. Мератус и о. Лаут могут быть одновозрастными с меланжем Явы. Продолжение прогиба Барито сменяется западнее в центральной части моря крупным сводом Каримунджава с одноименными островками и очень тонким (менее 1 км) осадочным чехлом. Свод ограничен конседиментационными сбросо-сдвигами. На северо-западе он сопровождается системой неглубоких прогибов. Обнажения на островах и буровые скважины вскрывают под пологолежащим кайнозойским чехлом разнообразные метаморфические и магматические породы, включая граниты, гранитогнейсы, кварциты, сланцы, амфиболиты,

серпентиниты, андезиты, дациты, туфы; для одного образца трахиандезита был получен эоценовый радиометрический возраст. Из этих данных совершенно очевидно, что центральная и западная части Яванского моря принадлежат тому же геоблоку, что и юго-западный Калимантан.

Тектоническая природа этого геоблока и его латеральные связи остаются весьма спорными. Географически он ближе всего к Малайе и Оловянным островам Индонезии; однако месторождения олова здесь неизвестны, граниты в общем заметно моложе [Hamilton, 1979], а верхний палеозой и триас также, насколько известно, обнаруживают мало сходства с малайскими. Можно поэтому согласиться с У. Гамильтоном в том, что прямого продолжения Малакки на Калимантане нет, что должно быть связано с меридиональной системой сдвигов, их разделяющей. По развитию меловых гранитов юго-западный Калимантан может рассматриваться, опять же вместе с Гамильтоном, как окончание Восточно-Азиатского вулкано-плутонического пояса, а по присутствию древнего кристаллического основания — как продолжение Индосинийского (Контумского) массива [Гатинский, 1977; Нгуен Нгием Минь, 1977; Ben Avraham, Emery, 1973]. Критическое значение для решения этого вопроса может иметь установление продолжения офиолитового пояса Кучинг — Натуна, который, скорее всего, уходит на север вдоль восточного побережья Вьетнама.

Осадочный чехол Яванского моря и прогибов юго-восточного Калимантана включает континентальные, затем мелководно-морские песчано-глинистые с углями отложения палеоцена — низов олигоцена, сменяющиеся нуммулитовыми известняками и снова песчано-глинистыми осадками и рифовыми известняками более высоких горизонтов олигоцена, продолжающимися в миоцен. В среднем миоцене начались деформации, возобновившиеся в позднем миоцене и плиоцене. Аналогичный чехол кайнозойских отложений распространен на востоке Калимантана к северу от хр. Мератус; еще севернее из-под него снова выступают интенсивно деформированные, местами до состояния меланжа более древние образования, среди которых весьма примечательны находки мелководной силурийской или девонской фауны.

Северо-западный Калимантан (Борнео) и прилегающий шельф. Северный край докайнозойского массива юго-западного Калимантана погружается под наложенный прогиб (зона Кучинг, по Н. С. Хейлу), выполненный мелководными, до континентальных регрессивными песчано-глинистыми, с участием вулканитов отложениями позднеэоценового — миоценового возраста. Они достигают весьма значительной (более 6—7 км) мощности, но деформированы относительно слабо, прорваны дайками и штоками диоритов и гранодиоритов и слагают широкие синклинали между выступами более древнего основания. В центральном Калимантане этот прогиб приобретает уже северо-восточное простирание и постепенно выклинивается в северном направлении. На севере он сменяется по надвигу Лупар широкой полосой офиолитового меланжа, затем расчешуенных метаморфизованных в пренит-пумпеллиитовой фации верхнемеловых офиолитов (так называемая формация Данау), и далее еще более широкой зоной развития мощного, чрезвычайно сильно деформированного и частично метаморфизованного глубоководного палеоцен-эоценового терригенного флиша Раджанг — зона Сибу Н. С. Хейла [Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, 1977]. Флиш этот был смят в конце эоцена — олигоцене и несогласно перекрыт миоценовой угленосной молассой и плиоценово-четвертичными вулканитами, от основных до кислых. Основные и средние вулканиты известны и в составе флиша.

Зона палеогенового флиша и меланжа (Сибу) протягивается концентрически по отношению к предыдущей зоне (Кучинг), уходя на северо-востоке в Сабах и обладая в основном юго-восточной вергентностью. На побережье Саравака, Брунея и юго-западного Сабаха нижнепалеогеновый флиш погружается под молассовый прогиб, заложенный в са-

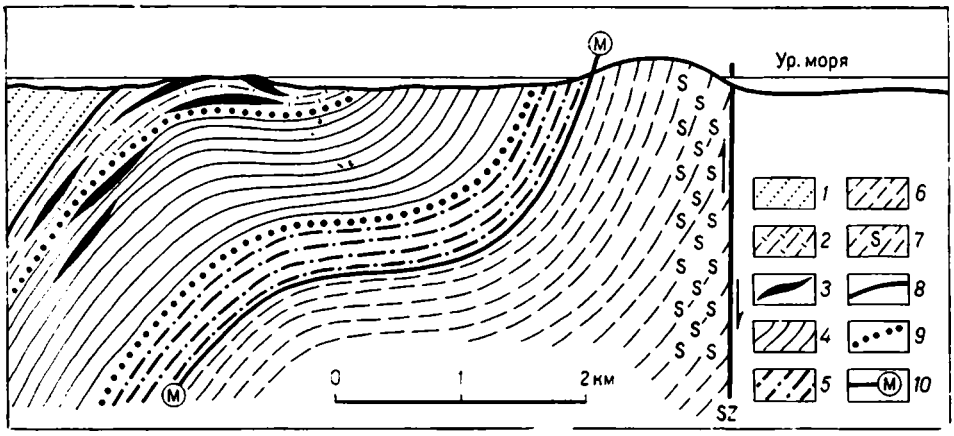


Рис. 83. Профиль полного разреза офиолитов в районе бухт Дарвел — Лабук — Палаван офиолитового пояса Северного Борнео и Филиппин (по Ч. Хатчисону). Верхний слой амфиболитов, метаморфизованный в зеленосланцевой фации, перекрыт спилитовой пиллоу-лавой.

1 — тонкозернистый амфиболит (метабазальт), измененный в зеленосланцевой фации; *2* — полосчатое метагаббро в эпидот-амфиболитовой фации; *3* — амфиболитизированные долеритовые силлы; *4* — полосчатый роговообманково-плагиоклазовый гнейс (метагаббро) в альмандин-амфиболитовой фации; *5* — пироксен-роговообманково-плагиоклазовый гнейс (метагаббро) в роговообманково-гранулитовой фации; *6* — гарцбургит, перидотит и дунит, тектонизированные; *7* — серпентизированный ультрамафит; *8* — резкий согласный контакт; *9* — постепенные метаморфические границы; *10* — граница Мохо; *SZ* — зона скалывания

мом конце эоцена и заполненный песчано-глинистыми осадками от относительно глубоководно морских в основании разреза до дельтовых и эстуариевых в верхней. На побережье расположена лишь меньшая юго-восточная часть этого Саравакского прогиба (зона Мири Н. С. Хейла), а большая западная и северо-западная части лежат в море, где глубина прогиба превышает 9 км. На крайнем север-северо-западе он сочленяется с Меконгским прогибом, а на северо-востоке простирается параллельно домиоценовому Палаванскому желобу.

Основные деформации произошли перед поздним миоценом и в плиоцене. Они затронули в наибольшей мере прибортовую полосу центральной части прогиба, где складки осложнены надвигами к оси бассейна. В самой центральной его части складчатость гребневидная, осложненная глиняным диапиризмом и грязевыми вулканами; деформации продолжаются и в современную эпоху.

Северный Калимантан (Сабах), море Сулу и его обрамление. К северу от центральной части Калимантана происходит выклинивание древнего континентального блока юго-западной части острова и сближение его заложенных на океанской коре периферических зон, приобретающих здесь субмеридиональное простирание. Совершенно чужеродной по отношению к этой структуре представляется структура самой северной части острова в пределах малайзийского штата Сабах. Здесь вырисовывается дуга общего северо-западного простирания, выпуклая к юго-западу и, очевидно, надвинутая в этом направлении на более древние структуры, лежащие южнее. Юго-восточный конец этой дуги увязывается со структурой архипелага Сулу; северо-западный — со структурой южной половины о. Палаван; дуга как бы замыкает с юго-запада котловину моря Сулу с ее океанской корой. Основу Сабахской дуги составляет офиолитовый комплекс, довольно полно сохранившийся и, очевидно, обдуцированный на более древний блок континентальной коры (рис. 83). Комплекс претерпел региональный метаморфизм от гранулитовой до зеленосланцевой фации и содержит в кровле радиоляриты позднемелового-эоценового возраста в ассоциации с метабазальтами, аргиллитами и пелагическими известняками. K/Ar датировки по амфиболам из метагаббро составляют 140±20 и 101±15 млн. лет. Офиолиты перекрываются, надо полагать, несогласно олистостромовым миоценом. На вос-

токе, в районе бухты Дарвел условия залегания офиолитов изменяются и к югу от них, на п-ове Семпорна появляется андезитовая вулканическая дуга плиоценового возраста, которая продолжается к северо-востоку в архипелаг Сулу. Здесь, очевидно, обдукция сменяется субдукцией.

Островная дуга Сулу соединяет о. Калимантан с о. Минданао Филиппинского архипелага, точнее, с его юго-западным полуостровом Замбоанга и одновременно разделяет глубоководные котловины морей Сулу и Сулавеси (рис. 84). Дуга Сулу обладает слабой выпуклостью к юго-востоку, но сопровождается глубоководным (более 5 км) желобом с северо-запада, со стороны моря Сулу. Судя по отсутствию современной сейсмичности, зона Беньофа в основании дуги Сулу утратила свою активность, но это должно было произойти совсем недавно, по У. Гамильтону — в позднем плейстоцене. То же касается и вулканов архипелага очень молодого облика, причем один из них, возможно, еще сохранил способность к извержениям. Состав вулканитов в основном андезитовый и дацитовый. Основание вулканической серии, обнаженное в северо-западной части гряды и на полуостровах Семпорна и Замбоанга, составляет офиолитовый меланж с участием кварцито-песчаников, глинистых сланцев и мраморов. Он интрудирован диоритами, перекрыт неогеново-четвертичными вулканитами и осадочными образованиями.

Глубоководная котловина моря Сулу с абиссальной равниной на глубине 3,0—4,5 км обладает корой океанского типа мощностью в 7—9 км с осадочным слоем небольшой мощности, порядка 1 км и менее в центральной части котловины. Мощность осадков возрастает до 7 км и более у северо-восточного побережья Сабаха, до 4 км и более в прогибе вдоль о. Палаван, до 2—3 км местами в желобе Сулу. На северо-восточной периферии котловины выделяется короткий, но глубиной более 5 км желоб Негрос, вдоль одноименного острова Филиппинского архипелага. Он связан с активной и в настоящее время, судя по сейсмичности и вулканизму [Acharya, Aggarwal, 1980], зоной Беньофа, наклоненной к востоку, под о. Негрос.

Довольно высокий тепловой поток (вдвое выше нормального) и относительно небольшая глубина рассматриваются как свидетельства относительно молодого (но не позднее миоцена) образования моря Сулу в тылу вулканической дуги Сабах — Сулу, тогда обращенной к югу и юго-востоку, в сторону моря Сулавеси (см. ниже).

Узкий и длинный (около 450 км) о. Палаван замыкает море Сулу на северо-западе и отделяет его от Южно-Китайского моря. Со стороны последнего он сопровождается утратившим свою активность в позднем миоцене и засыпанным осадками мощностью более 4 км одноименным желобом, продолжающимся на юго-запад вдоль Калимантана. Крупный меридиональный разлом Улуган делит о. Палаван на две резко различающиеся по своему строению части. Юго-западная, большая часть Палавана сложена офиолитово-осадочным меланжем. Осадочные породы содержат палеогеновую микрофауну, а весь меланж несогласно перекрывается неогеном. На юге Палаван обрезан разломом северо-западного простирания. Северо-восточная часть Палавана вместе с о. Миндоро и мелкими островами между ними — это обломок относительно древней континентальной коры — здесь выступают обломочные породы и мелководные известняки с пермской и верхнетриасовой фауной, прорванные кварцевыми монцонитами юрского возраста (их галька встречена в верхнеюрских конгломератах). Весь комплекс трансгрессивно перекрыт мелководным эоценом. Предполагается, что Западно-Филиппинский микроконтинент может охватывать и расположенный западнее мелководный (глубины менее 2 км) район Южно-Китайского моря с островами Спратли. Возможно, что этот микроконтинент отторгнут от Азиатского материка в районе видимого восточного окончания Вьетлаосской системы.

Еще одним структурным элементом рассматриваемого участка Северо-Индонезийской системы является подводная гряда Кагаян,

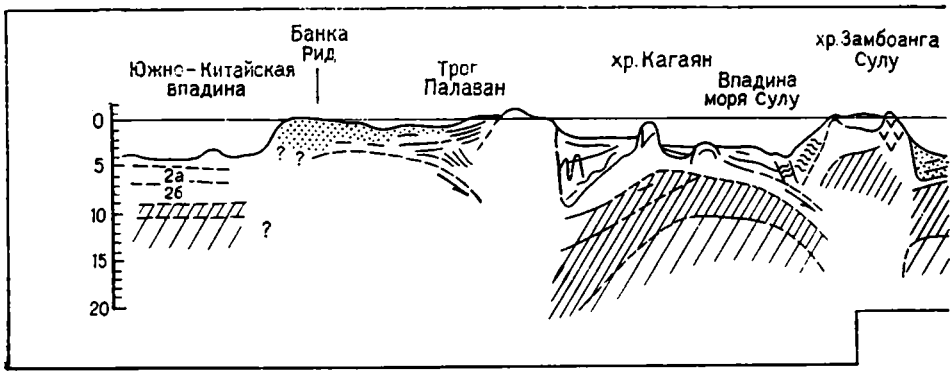


Рис. 84. Геологический профиль через моря Сулу, Сулавеси и Молуккское (SEATAR, 1980 г.).

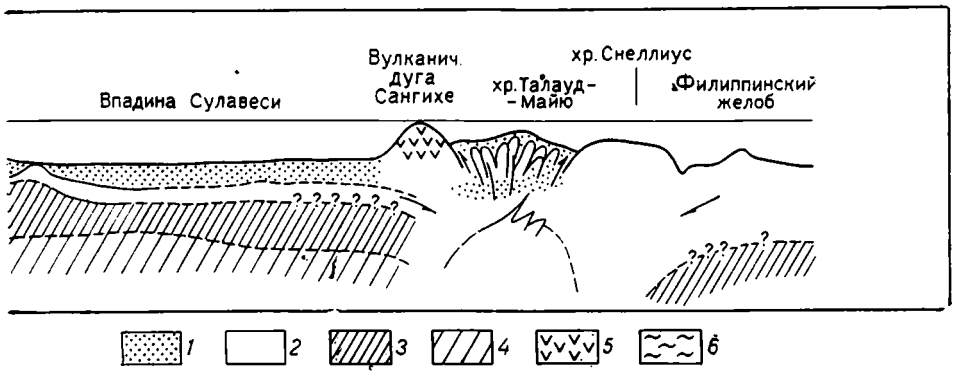
1 — осадки; *2* — верхняя часть коры (во впадинах 2-ой слой); *3* — нижняя часть коры; *4* — мантия; *5* — вулканическая кора; *6* — сильно деформированные осадки

увенчанная небольшими рифовыми островками и протягивающаяся в море Сулу параллельно о. Палаван на расстоянии 150—200 км к юго-востоку. На основании данных сейсмопрофилирования и единичных драгирований У. Гамильтон считает, что эта гряда представляет собой вулканическую дугу, сопряженную с Палаванским желобом. От о. Палаван она отделена прогибом (внешнедуговым) с глубинами моря около 2 км.

Восточный Калимантан и Макассарский пролив. На восточном побережье Калимантана, к югу от вулканической дуги п-ов Семпорна и к северу от поднятия хребта Мератус вырисовываются две глубокие кайнозойские впадины — Таракан на севере (более 5 км) и Кутей на юге (более 9 км), разделенные выступом допалеогенового меланжа. Разрез впадины Кутей и ее обрамления начинается континентальным, а затем мелководно-морским обломочным эоценом, продолжается олигоцен-нижнемиоценовыми шельфовыми известняками на периферии бассейна, замещаемыми мощной глинистой толщей в его центральной части. Выше следуют регрессивные обломочные отложения среднего миоцена — квартера. Все эти образования вовлечены в конседиментационную линейно-гребневидную складчатость, осложненную глиняным диапиризмом с преобладающей восточной вергентностью при меридиональном простирании, небольшими надвигами того же направления и сбросами на сводах складок. Предполагается, что деформации в значительной мере обязаны выжиманию глинистых миоценовых отложений под нагрузкой осадков выдвигающейся к востоку дельты р. Махакам.

Развитие обеих впадин восточного побережья Калимантана, очевидно, связано с образованием широкого и глубокого (более 2 км на юге и более 3 км на севере) Макассарского пролива, отделяющего Калимантан от Сулавеси. По другую сторону этого пролива, на западном побережье Сулавеси развиты аналогичные континентально-шельфовые отложения палеогена и низов миоцена, чем доказывается, что вплоть до середины миоцена Макассарский пролив был узким и мелководным. С середины миоцена началось или, вернее, усилилось рифтообразование, приведя, в конце концов, к возникновению современной структуры. Сложный, четковидный контур глубоководной части Макассарского пролива дал основание У. Гамильтону наметить ряд трансформных разломов северо-западного простирания, смещающих перпендикулярную им ось спрединга.

Остров Сулавеси, море Сулавеси и его обрамление. Остров Сулавеси, один из трех крупнейших в Индонезийском архипелаге, занимает в нем центральное положение и имеет оригинальную, в виде буквы «К» конфигурацию. Он состоит из двух сильно отличающихся по своему строению частей — западной и восточной; каждая первично представ-



ляла собой самостоятельную островную дугу — Западный Сулавеси вулканическую, Восточный Сулавеси невулканическую.

Западный Сулавеси простирается на юге (п-ов Южный) и в центре в долготном направлении, а на севере сменяет это простирание на широтное (п-ов Северный) с последующим отклонением к северо-востоку. Здесь он переходит в вулканический архипелаг Сангихе, связывающий его с южной оконечностью филиппинского о. Минданао. Южный полуостров также сопровождается на юге цепочкой мелких островов, изгибающейся к юго-западу.

Наиболее древние образования Западного Сулавеси представлены офиолитово-метаморфическим меланжем, среди которого известны глаукофан-лавсонитовые сланцы и кремни с альбскими радиоляриями. Частично в составе меланжа, а частично поверх него залегает терригенный флиш палеогенового возраста с подчиненными пиллоу-базальтами. Паралические и шельфовые обломочно-карбонатные отложения эоцена, олигоцена и низов миоцена сходны с наблюдаемыми на востоке Калимантана (см. выше). В середине раннего миоцена Западный Сулавеси стал ареной интенсивного вулканизма с гомодромной последовательностью от базальтов до риолитов, включая игнимбриты, продолжавшегося до четвертичного времени. Вулканизм сопровождался комагматичными интрузиями умеренно-кислых гранитоидов — гранодиоритов, кварцевых монцонитов и кварцевых диоритов в форме батолитов и штоков. K/Ar возраст этих пород от 31 до 1,6 млн. лет с максимумом в пределах 14—5 млн. лет. Действующие вулканы наблюдаются лишь на северо-восточной оконечности Северного п-ова; они извергают в основном андезитовый материал. Невулканические отложения неогена — квартера Западного Сулавеси выражены пелагическими карбонатами, глинами и радиоляритами. Острова к югу от Западного Сулавеси сложены неогеновыми вулканитами, как известково-щелочными, так и щелочными.

Восточный Сулавеси как бы вписан в структуру Западного и состоит кроме центральной части из Восточного и Юго-Восточного полуостровов. К Восточному п-ову прилегает группа островов Бангаи — западное продолжение архипелага Сула, к Юго-Восточному п-ову — другая группа островов, из которых самым крупным является о. Бутон. По геологическому строению обе островные группы чужды Восточному Сулавеси и Сулавеси вообще, что, как мы увидим ниже, имеет большое значение для палеотектонических реконструкций.

Чрезвычайно широкое распространение на Восточном Сулавеси имеют офиолиты, как правило, в виде меланжа. Обнажения офиолитов на п-ове Восточном являются наиболее полными по набору пород в Индонезии, наряду с Сабахским (см. выше). С корой выветривания офиолитов, особенно перидотитов связаны крупные месторождения руд никеля. Возраст офиолитов не установлен; он, во всяком случае, не моложе позднемелового. В северо-восточной части п-ова Восточного наблюдается довольно закономерная смена офиолитового комплекса с

отдельными чешуями глубоководных мезозойских отложений тектоническим чередованием надвинутых к востоку — юго-востоку чешуй офиолитов и мезозойско-палеогеновых как глубоководных, так и мелководных образований и далее верхнемиоценовых — плиоценовых молосс, возникших за счет сноса с северо-запада. Эти соотношения интерпретируются как результат субдукции к западу и столкновения с зоной субдукции обломка палеозойской континентальной коры, ныне выступающего над уровнем моря в виде островов Бангаи и Сула. Другой подобный континентальный обломок предполагается к юго-востоку от п-ова Юго-Восточного, в районе о. Бутон, где обнажается лишь чехол мелководных осадков, начиная с триасовых, включая кварцевые песчаники. На самом Восточном Сулавеси наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения принадлежат верхнему триасу.

Сочленение зон Восточного и Западного Сулавеси осуществляется через зону развития глаукофановых сланцев и меланжа на перемычке между ними. С юго-востока эту зону подсекает молодой, сохраняющий свою активность левый сдвиг Палу-Коро север-северо-западного простирания, выраженный рифтовой долиной и смещениями водотоков и конусов выноса порядка нескольких километров. На юге сдвиг Палу-Коро уходит в залив Боне, разделяющий Южный и Юго-Восточный п-ова Сулавеси и, возможно, продолжается в направлении сочленения Восточно-Зондской дуги с дугой Банда к востоку от о. Сумба. На своем северном продолжении в море сдвиг Палу-Коро сопрягается в динамопару с широтной зоной Беньофа, выходящей в желобе, окаймляющем параллельный отрезок Северного п-ова Сулавеси. С этой зоной Беньофа связан молодой вулканизм полуострова. К югу от п-ова Северного впадина Горонтало (глубина моря более 3 км, мощность осадков более 4—5 км) отделяет п-ов Северный от п-ова Восточного, имеющего здесь в общем близширотное простирание. На востоке подводным продолжением п-ова Восточного служит сначала хребет Майю того же простирания, а затем хребет Талауд, протягивающийся параллельно вулканическому архипелагу Сангихе, но лишенный проявлений молодого вулканизма. Группа небольших островов Талауд, давшая название подводному хребту, сложена в основном офиолитовым меланжем с глыбами среднеэоценовых кремней и известняков, а также слабо деформированными мергелями, песчаниками, глинами, туфами и андезитами неогена и поднятыми молодыми рифами. К северу подводный хребет Талауд принимает меридиональное направление и выходит на юго-восточное окончание о. Минданао — п-ов Давао, также сложенный офиолитовым меланжем. Сланцеватость в меланже и складки в неогене имеют западную вергентность, свидетельствуя о субдукции к востоку, со сближением с дугой Сангихе [Moore et al., 1981].

Пространство между о. Минданао на северо-востоке, архипелагом Сула на северо-западе, Северным п-вом Сулавеси на юге и грядой Сангихе на востоке занято глубоководной котловиной моря Сулавеси, с абиссальной равниной на глубине 5,0—5,5 км и океанским типом коры Мохо на глубине 14 км [Murauchi et al., 1973]. Нормальный тепловой поток наряду с большой глубиной указывают на то, что море Сулавеси возникло раньше моря Сулу, вероятно, в палеогене. В центральной части моря установлены линейные магнитные аномалии предположительно эоценового возраста [Hayes, Taylor, 1978]. Глубоководный желоб присутствует не только на юге бассейна (Северно-Сулавесский), но и на северо-востоке, вдоль Минданао и северной части подводного хребта Сангихе. Зона Беньофа вдоль этого желоба Котабато сочленяется с аналогичной зоной вдоль желоба Негрос через зону надвигов в основании п-ва Замбоанга на Минданао [Acharya, Aggarwal, 1980].

Возвращаясь к о. Сулавеси, отметим, что вулканическая дуга его западной части в общем соответствует аналогичной внутренней дуге системы Банда, а невулканическая восточная часть острова — внешней

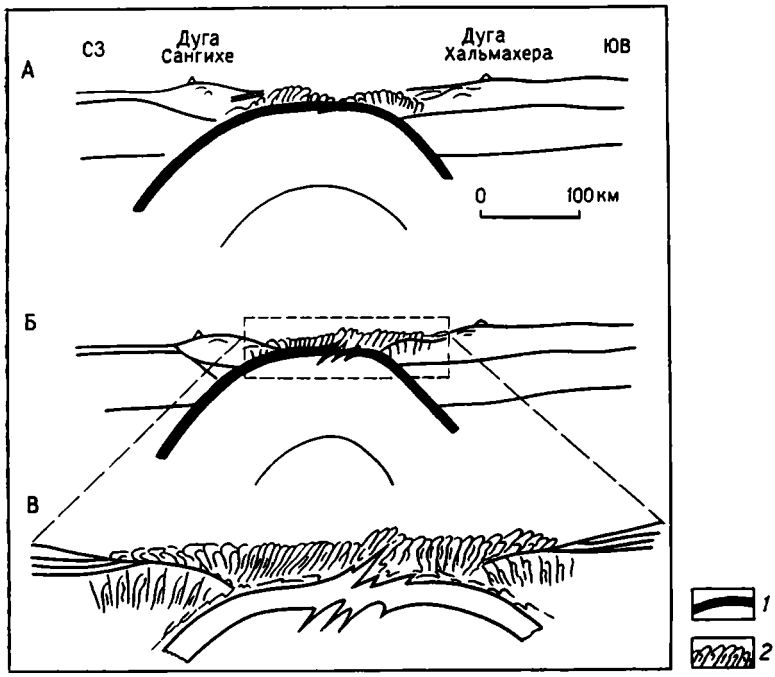


Рис. 85. Схематическая интерпретация структуры коллизионной зоны Молуккского моря (по Э. А. Силверу и Дж. К. Муру).

А — гипотетическая структура в начале коллизии обращенных друг к другу субдукционных комплексов; Б — гипотетическая современная структура зоны коллизии; В — увеличенный вид коллизионного комплекса в очерченном прямоугольнике; *1* — океанская кора; *2* — деформированные осадки

дуге системы Банда. Однако структуры Сулавеси заметно оторваны и смещены к западу относительно своих гомологов (и вероятного первоначального продолжения — см. ниже) в системе Банда. Зоне раздвига соответствует северная часть моря Банда. Гряды Сангихе и Талауд являются дальнейшим северным продолжением соответственно вулканической и невулканической дуг Сулавеси, смыкающими их с подобными же зонами Минданао и Филиппин в целом.

К востоку от архипелага Сангихе и параллельно ему в долготном направлении простирается бассейн Молуккского моря, отделяющий Сангихе от вытянутого в том же направлении архипелага Хальмахера. Через Молуккское море проходит раздел между системой дуг Индонезии и Филиппин, обрамляющей Азиатский материк, и системой дуг Меланезии, составляющей обрамление Австралийского материка. Неширокое (до 250 км) Молуккское море, лишь в отдельных впадинах которого глубины превышают 3—4 км, с двух сторон окаймляется зонами Беньофа, наклоненными в противоположные стороны — западная на запад, под Сангихе, восточная на восток, под Хальмахеру (рис. 85). Западная зона прослеживается на глубину до 600 км, восточная, более пологая — лишь до 200 км. В осевой полосе Молуккского бассейна развита кора океанского типа, а в ее верхней части по обе стороны от оси — состоящие из меланжа аккреционные призмы, наклоненные навстречу друг другу, к оси бассейна; меланж выступает на поверхность на островах Талауд. Эти соотношения трактуются как указывающие на сближение двух островных дуг — Сангихе и Хальмахера — и на их начавшееся столкновение — коллизию [Silver, Moore, 1978; Hamilton, 1979]. В процессе коллизии происходило скучивание осадков и отторженцев консолидированной коры (офиолитов) создавшее гряду Майю-Талауд с мощностью слабоуплотненных осадков до 8—10 км, а затем их выжимание и гравитационное сползание в стороны с надвиганием (обдукцией) на шлейф островных дуг Сангихе и Хальмахера. Напряжения сжатия,

отмечаемые в очагах землетрясений, и присутствие чешуй офиолитов не позволяют рассматривать весь этот процесс как чисто гравитационный и заставляют отводить роль основного фактора коллизии островных дуг [Silver, Moore, 1978].

С юга система дуг Молуккского моря обрезается широтным разломом — северной ветвью правого сдвига Соронг, уходящего к востоку на Новую Гвинею.

4. Основные этапы развития

Допозднепалеозойская история. Единственная глыба континентальной коры в данном регионе, которая может иметь докембрийский или, во всяком случае, досреднепалеозойский возраст, — это глыба юго-западного Калимантана (Шванер). Здесь, как отмечалось выше, выступают кристаллические сланцы, несогласно перекрытые неметаморфизованным средним карбоном, а в зоне меланжа, окаймляющей эту глыбу с севера, известны находки силурийской или девонской мелководной фауны, происходящей, скорее всего, из чехла массива. Если эти соотношения установлены правильно, то можно считать, что юго-западный Калимантан и его продолжение в Яванском море действительно являются обломком Индосинийского массива или его позднекаледонского — раннегерцинского обрамления, как это и предполагалось рядом исследователей.

Второй подобный континентальный фрагмент может существовать в районе Палавана — Миндоро, где верхний палеозой также носит характер чехла. Третий фрагмент находится непосредственно к востоку от региона и играл существенную роль в его развитии — это знаменитая «шпора Сула», выделенная впервые Г. Штилле в 1945 г. К ней относятся сложенные позднемезозойскими гранитами и метаморфическими сланцами, перекрытыми слабодеформированным чехлом шельфовых осадков мезозоя и неогена острова Бангаи и Сула. Шпора Сула представляет собой западное продолжение центральной Новой Гвинеи, выдвинутое к западу по разлому Соронг.

Все остальное пространство Индонезийского архипелага (напомним, что Суматра не рассматривается), сложенное ныне континентальной или субконтинентальной корой, представляет собой продукт более поздней аккреции, начавшейся в конце мела и активно протекавшей в течение всего кайнозоя. При этом перечисленные континентальные фрагменты служили как бы центрами кристаллизации новообразованной континентальной коры, в особенности глыба юго-западного Калимантана. Это нашло отражение в синтезе Р. В. ван Беммелена, но было интерпретировано с позиций предложенной им же ундационной гипотезы.

Поздний палеозой и ранний мезозой (средний карбон — триас). Палеотектоническая обстановка этого этапа развития могла характеризоваться расположением региона вдоль северо-восточной (в современных координатах) тетическо-тихоокеанской окраины Гондваны, включавшей Синобирманию (см. предыдущую главу) и Австралийский кратон. При этом Юньнань-Малайская система могла соединяться с новогвинейским продолжением Тасманской геосинклинали Австралии, точнее, ее Новоанглийской системы. Это подчеркивается общностью распространения пермо-триасовых оловоносных гранитов, палеобиогеографическими данными — принадлежностью к одной и той же флористической провинции, промежуточной между гондванской и катазиатской, и не противоречит палеоклиматическим данным [Hamilton, 1979]. Юго-западный Калимантан и глыба Палаван — Миндоро — Спратли могли быть частью Индосинийского микроконтинента и находиться уже по другую сторону сочленения Палеотетиса и Палеопацифика. Предполагаемый Ю. Г. Гатинским (1981 г.) и др. межконтинентальный рифт между Синобирманией и основным телом Гондваны должен был, очевидно, суживаться и закрываться в юго-восточном направлении.

Поздний мезозой (юра — мел) и палеоген. К началу этого этапа

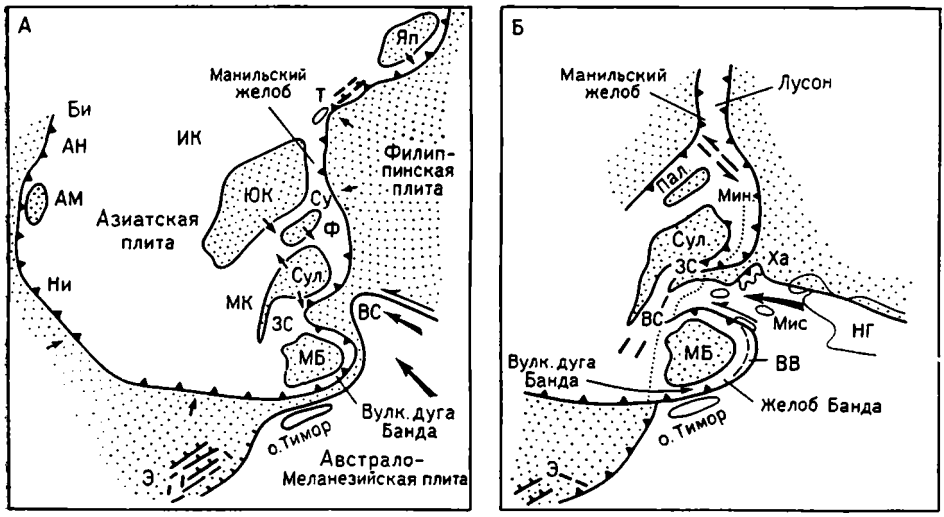
Индокитай, кроме Восточной Бирмы, уже представлял собой единую континентальную массу, спаянную с Евразией, а восточнее протягивался Тетис, в пределах будущей Индонезии сочленявшийся с Тихим океаном. В этом общем бассейне и формировалась кора, давшая начало офиолитам Индонезийского и Филиппинского архипелагов. В конце средней юры стала оформляться северо-западная окраина Австралийского континента, граничащая с бассейном Уортон. С этого времени Тетис открывается на юго-востоке уже не в Тихий, а в Индийский океан, в свою очередь сочленяющийся с Тихим. С конца юры началась субдукция океанской коры Тетиса под Синобирманский микроконтинент. Примерно к этому же или к несколько более позднему времени относится начало субдукции тихоокеанской коры в направлении юго-западного Калимантана и образование состоящей в основном из меланжа аккреционной призмы вдоль северного края этой глыбы (зона разлома Лупар).

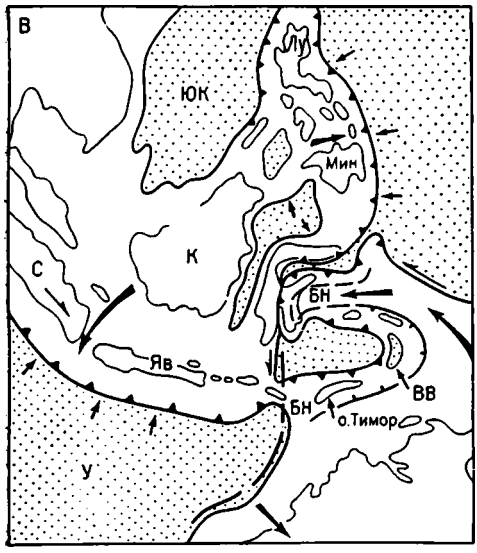
Важным переломным моментом в истории региона явился конец мела. К этому рубежу относится образование сложенной офиолитовым меланжем островной дуги, протянувшейся по периферии древней глыбы юго-западного Калимантана и западного Яванского моря от Суматры на западную Яву, восточное Яванское море, хребет Мератус в юго-восточном Калимантане и, вероятно, далее вдоль современного восточного побережья Калимантана. Одновременно продолжалась аккреция на севере, в зоне Кучинг. Глыба юго-западного Калимантана расширилась за счет двусторонней аккреции, и на всей этой территории в палеогене накапливались уже континентальные и мелководные осадки, а за ее пределами, в частности в Сараваке, началось накопление флиша. Одновременно продолжались субдукция к юго-востоку и образование меланжа, а также подводный основной вулканизм в зоне Сибу. В конце эоцена произошло смещение оси бассейна к северо-западу, с началом формирования Саравакского прогиба, лежащего частью на суше, а частью уже на шельфе Южно-Китайского моря. В олигоцене флиш постепенно сменяется молассой, которая и продолжала здесь отлагаться в миоцене при все меньших глубинах моря. В олигоцене же началось образование Яванского тыльного прогиба; максимум трансгрессии здесь был достигнут в раннем миоцене.

Неоген — квартер. К началу и в начале миоцена произошли серьезные изменения в структурном плане региона и началось его наиболее активное развитие, приведшее к формированию современной структуры. К этому времени относится возникновение внутренней вулканической дуги Зондско-Бандской системы с ее продолжением на западный Сулавеси, Сангихе и о. Минданао, а также вулканической дуги Сулу с выходом на севере также на Минданао (п-ов Замбоанга) и на Калимантан (п-ов Семпорна в Сабахе) и возможным продолжением на гряду Кагаян. В тылу первой дуги обособились глубоководные котловины морей Флорес и Банда, в тылу второй дуги — моря Сулу. Котловина моря Сулавеси, так же как и Южно-Китайского моря, должна была возникнуть еще раньше, в палеогене (см. выше), если не в позднем мезозое [Audley-Charles et al., 1980], в процессе рифтообразования на юго-восточном выступе Азиатского континента (рис. 86).

Вулканическая дуга Западного Сулавеси первоначально могла образоваться на прямом продолжении к югу дуги Сангихе, т. е. на 600 км восточнее современного положения; соответственно море Сулавеси могло непосредственно продолжаться в Макассарский пролив при сохранении той же ширины, и лишь затем могло произойти столкновение Западного Сулавеси с Калимантаном и закрытие этого морского пространства [Katili, 1978]. Согласно этой гипотезе, повторное раскрытие Макассарского пролива произошло лишь в квартере.

Другой сценарий событий в этом районе предполагается У. Гамильтоном, допускающим, что в раннем палеогене Западный Сулавеси составлял единое целое с Калимантаном, а образование рифта между ними началось в позднем палеогене, приведя к образованию пролива к позднему миоцену.





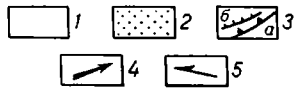


Рис. 86. Реконструкции структурного плана Индонезийской области (по М. Дж. Одли-Чарлзу и др.).

А — средний миоцен — развитие дуг и тыльно-дуговых бассейнов на континентальной окраине Азии; Б — поздний миоцен — ранний плиоцен — желоб Банда перед коллизией (с Австралией); В — современный план — субдукция коры Индийского и Тихого океанов и Филиппинского моря и коллизия Австралии с вулканической дугой Банда.

1 — континентальная кора; *2* — океанская кора; *3* — зоны субдукции (*а*) и коллизии (*б*); *4* — направление движения плит; *5* — направление смещения по трансформным разломам;

АМ — Андаманское море, АН — Андаманско-Никобарская дуга, БМ — море Банда, Би — Бирма, ВС — Вост. Сулавеси, Э — плато Эксмут, ИК — Индокитай, Яп—Япония, Яв — Ява, К — Калимантан, М — Малайя, Ми — Минданао, МК—Макассарский пролив, Ни — Ниас, Ф — Филиппины, С — Суматра, ЮК — Южно-Китайское море, Сул — море Сулавеси, Су — море Сулу, Т — Тайвань, ЗС — Зап. Сулавеси, Ха — Халмахера, Мис — Мисоол, НГ — Новая Гвинея, Пал — Палаван, БН — краевой надвиг орогена Банда, Лу — Лусон, ВВ — впадина Вебер, У — котловина Уортон

Внешняя, невулканическая дуга Зондско-Бандской системы и Восточного Сулавеси начала свое развитие, естественно, несколько позднее внутренней, вулканической дуги, т. е. в конце миоцена — начале плиоцена. Но уже в раннем миоцене началось отделение «шпоры Сулы» вдоль разлома Соронг от континента Австралии — Новой Гвинеи и ее перемещение к западу. В среднем миоцене она столкнулась с Сулавеси с образованием здесь зоны субдукции и вызвала характерный изгиб Восточного Сулавеси к западу. Заливы Томини и Боне, отделяющие соответственно Северный и Восточный, Южный и Юго-Восточный полуострова Сулавеси, могут являться либо реликтовыми, от прогиба между вулканической и невулканической дугами (Дж. Катили), либо представлять результат более позднего спрединга (У. Гамильтон).

На границе миоцена и плиоцена началась субдукция коры моря Сулавеси под Северный п-ов одноименного острова, что привело к вспышке известково-щелочного вулканизма в широтной части полуострова, сменяющегося щелочным (вулкан Уна-Уна) в заливе Горонтало. Сопряженность сдвига Палу-Коро с этой зоной субдукции говорит в

пользу одновременного его зарождения с сохранением активности до современной эпохи. Этим же примерно временем датируется, вероятно, возникновение зоны субдукции в северо-восточных частях морей Сулу и Сулавеси, наклоненных, соответственно, под филиппинские острова Негрос и Минданао. К плиоцену относится столкновение Внешней дуги Банда с подводной окраиной Австралийского континента, приведшее, в конечном счете, к смешению в единой аккреционной призме дуги глубоководных и мелководных отложений и к полному перекрытию этой дугой, в частности Тимором, края континентальной плиты. По мнению М. Дж. Одли-Чарлза [Audley-Charles et al., 1980], в дальнейшем Внутренняя дуга Банда стала испытывать преимущественное надвигание в сторону моря Банда. Между тем, У. Гамильтон считает, что мы присутствуем только при зарождении желобов и зон субдукции в тылу Зондско-Бандской дуги, к северу от островов Сумбава и Флорес в море Флорес и от о. Алор в море Банда.

Не вполне ясным остается причина образования четвертичных, но ныне потухших стратовулканов на Южном п-ове Сулавеси — субдукция с запада, со стороны южной части Макассарского пролива (Дж. Катили) или с востока, со стороны южной части залива Боне (У. Гамильтон). Впрочем, это лишь один из многих вопросов развития региона, к которым мы обратимся в следующем параграфе.

Особого рассмотрения заслуживает здесь еще последовательность событий в районе Молуккского моря. Согласно интерпретации У. Гамильтона, в раннем неогене уже функционировала зона субдукции, наклоненная к западу под центральную часть о. Минданао, дугу Сангихе и ее продолжение на Сулавеси. Мощная толща меланжа Восточного Сулавеси и Молуккского моря образовалась в значительной мере за счет осадков, снесенных с Новой Гвинеи. Другая зона субдукции, наклоненная к востоку, возникла в районе Хальмахеры (первоначально она могла падать к западу). Это привело, в конечном счете, к коллизии островных дуг, наиболее полное выражение получившей на севере, в пределах Минданао, где эти дуги слились в единую сушу. Коллизия продвигается на юг, причем здесь началось обращение полярности зон субдукции — зона Филиппинского желоба с западным падением протянулась на юг к Хальмахере со стороны Минданао, а другая зона, с восточным падением зарождается к западу от северной части дуги Сангихе, как показывает образование здесь желоба.

5. Некоторые выводы и проблемы

Положение Индонезийской области на стыке трех крупных литосферных плит — Индоавстралийской, Евразийской и Тихоокеанской, двух материков — Азиатского и Австралийского и трех океанов — Тетиса, Индийского и Тихого — определило чрезвычайную сложность ее истории и структуры. Последняя характеризуется высокой степенью раздробленности с причудливым порой смешением континентальных обломков различного происхождения — азиатских и австралийских (присутствие азиатских элементов предполагается, например, далеко на юге — на Тиморе), фрагментов островных дуг разного типа — вулканических, невулканических и разного возраста — от раннемезозойских до позднекайнозойских, исключительно широким развитием образований типа меланжа — вся Индонезия может рассматриваться в глобальном масштабе как нечто вроде мегамеланжа. Не удивительно в связи с этим, что история региона пока не получила однозначного освещения, и ряд существенных моментов остаются спорными.

Более или менее очевидно, что современный Индонезийский архипелаг начал закладываться в среднем — позднем палеозое на северо-восточной окраине Гондваны и юго-западной окраине Южно-Китайского континента в полосе стыка Палеотетиса и Палеопацифика. В конце палеозоя — раннем мезозое произошло расширение океанского простран-

ства и удаление друг от друга палеозойских сооружений Индокитая и Австралии. В конце средней — начале поздней юры с отходом Индостана от Австралии — Антарктиды к югу от Тетиса возник новый океан — Индийский; в это время расстояние между периферическими зонами Индокитая и Австралии достигло максимальной величины. Начиная с мела, особенно с позднего мела берет верх обратная тенденция — происходит скучивание океанской коры, на цоколе из частично метаморфизованного офиолитового меланжа образуются островные дуги, причленяющиеся к микроконтинентам — обломкам Южно-Китайского и Австралийского материков. Эти дуги разрастаются к юго-западу, югу и юго-востоку, заполняя «океанский вакуум», а им навстречу движется отделившаяся от Антарктиды Австралия — Новая Гвинея со своим меланезийским обрамлением. В неогене происходит столкновение активной азиатской и в основном пассивной австралийской окраин, приводящее к современной сложной конфигурации двойной островодужной Зондско-Бандско-Сулавесско-Филиппинской системы. Этот аккреционный процесс осложняется в кайнозое обратными, деструктивными явлениями — в тылу островных дуг, очевидно в результате мантийного диапиризма, образуются глубоководные впадины с корой океанского типа — Южно-Китайская, Сулу, Сулавеси, Макассарская, Флорес, Банда и др.; происхождение некоторых из них остается спорным. Развитие дополнительно осложняется смещением по крупным сдвигам, часть которых имеет меридиональное простирание: Трансзондская система, система Палу-Коро с продолжением к югу вдоль 122° в. д. и др., а другая — широтное и близкое к нему — разлом Соронг и его ответвления.

Такова, по-видимому, общая картина, многие важные детали которой еще нуждаются в пояснении. К ним относятся: 1) возраст кристаллического основания и первоначальное положение допозднепалеозойских континентальных глыб юго-западного Калимантана — Яванского моря и Палавана — Миндоро, 2) соотношения между Суматрой, Малаккой и Калимантаном, 3) возраст Южно-Китайского моря, 4) возраст и происхождение моря Сулавеси, которое одни считают новообразованным (У. Гамильтон), другие — отчлененным от Тихого океана (Дж. Катили), 5) история Сулавеси, его отношение к Калимантану и Восточно-Зондской вулканической дуге, возраст Макассарского пролива, 6) возраст и происхождение моря Банда — новообразование или отчленение от океана; это один из главных вопросов; 7) степень участия материала азиатского происхождения в строении Внешней дуги Банда, 8) преобладающее направление субдукции в современной системе Банда — в сторону моря Банда (М. Дж. Одли-Чарлз) или Австралийского континента (У. Гамильтон, К. фон дер Борх) и происхождение впадины Вебер, 9) непрерывность или сегментированность зоны Беньофа под дугой Банда и др.

В решении многих из этих вопросов большое значение могли бы иметь палеомагнитные данные; их пока еще мало (единичные определения по Калимантану, Сулавеси, Тимору) и они противоречивы. Существенны также данные сейсмологии, которые накапливаются и анализируются более быстрым темпом. Многое могло бы разъяснить глубоководное бурение, которые во внутренних морях Индонезии еще не проводилось. И последнее, но не наименее важное — очень многое зависит от скорейшего детального изучения некоторых ключевых районов, к которым в первую очередь относится юго-западный Калимантан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беммелен Р. В., ван. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957. 394 с.

Карпова А. С., Мишина А. В. Тектоническая и металлогеническая эволюция Индонезийско-Филиппинского региона. — В кн.: Общая и региональная геология; геологическое картирование. № 3, М., 1977, с. 22—39.

Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Том II. Циркумтихоокеанские и карибские области. М., Мир, 1977.

Мишина А. В. Поздний палеозой Индонезийско-Филиппинского региона. — Изв. вузов, Геол. и разв., 1979, № 4, с. 46—57.

Acharya H. K., Aggarwal Y. P. Seismicity and tectonics of the Philippine islands. — J. Geoph. Res., 1980, v. 85, № B6, p. 3239—3250.

Audley-Charles M. G. The geology of the Portuguese Timor. — Mem. Geol. Soc. Lond., 1968, № 4, 76 p.

Audley-Charles M. G., Latreille M., Nayoan G. A. S. Comparision of orogenic features of the Tethyan mountain belt from the Himalayas to the East Asian arcs. — Mem. BRGM № 115, 1980, p. 155—165.

Ben Avraham Z., Emery K. O. Structural framework of Sunda Shelf. — Ass. Petr. Geol. Bull., 1973, v. 57, № 12, p. 2323—2366.

Bishop W. F. Structure, stratigraphy and hydrocarbons offshore Southern Kalimantan, Indonesia. — Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 1980, v. 64, № 1, p. 37—58.

Borch C. von der. Continent-island arc collision in the Banda arc. — Tectonophys., 1979, v. 54, p. 169—193.

Bowin C. A. et al. Arc-continent collision in the Banda Sea region. — Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 1980, v. 64, № 6, p. 868—915.

Crostella A. Geosynclines and plate tectonics in Banda arcs, Eastern Indonesia. — Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 1977, v. 61, № 12, p. 2063—2081.

Haile N. S., Mc Elhinny M. W., Mc Dougall J. Paleomagnetic data and radiometric ages from the Cretaceous ot West Kalimantan (Borneo) and their significance in interpreting regional structures. — J. Geol. Soc. Lond., 1977, v. 133, p. 133—144.

Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region. — Geol. Surv. Prof. Paper 1078. Washington, 1979.

Hayes D. E., Taylor B. Tectonics in: A geophysical atlas of east and southeast Asian seas, 1978.

Katili J. A. Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island arcs. — Tectonophys., 1975, v. 26, p. 165—188.

Katili J. A. Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia. — Tectonophys., 1978, v. 45, p. 289—322.

Murauchi S., Ludwig W. J., Den N. et al. Structure of the Sula Sea and Celebes Sea. — J. Geoph. Res., 1973, v. 78, p. 3437—3447.

Murphy R. W. Pre-Tertiary framework of Southeast Asia. Singapore, 1976.

Silver E. A., Moore J. C. The Molucca Sea collision zone, Indonesia. — J. Geoph. Res., 1978, v. 83, № B4, p. 1681—1691.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Аарский массив 20, 22
Абадах, разлом 211
Абино-Гунайский синклинорий 157
Абиха вал 162, 165
Абруццский (Южно-Аппенинский) покров 35
Абхазско-Мегрельский прогиб 159
Австралийская платформа 313, 328
Австро-Альпийская зона 14
Агыл-Локзун синклинорий 239
Аданы, прогиб 136
Аджаро-Триалетский прогиб, складчатая зона 168, 169, 179, 190
Аджичайско-Алятский разлом 162
Адлерский периклинальный прогиб 157, 179
Адриатический массив (Адрия), 27, 29, 33, 61, 63, 64, 67, 70, 128, 131, 132
Адур, прогиб 52
Азербайджанская плита 160
Азовский вал 176
Айнакская зона 232
Акбайтальский покров 242
Аквитанская синеклиза 46
Ак-Дарбанд, поднятие 164
Аладаг-Биналудский сегмент 6, 162, 163, 192, 216, 217
Алазано-Агричайский прогиб 159, 161
Аланья-Анамур, массив 117, 119, 123
Албано-Фессалийский прогиб 117
Албано-Ионический прогиб 117
Алджанлинская мульда 195, 200
Аллеманская суша 21
Алжиро-Провансский бассейн, впадина 9, 46, 53
Алмора, покров 262
Алуштинско-Батумская зона разломов 167
Альборанская впадина 9, 53, 55, 56, 60, 66, 67
Альп внешние кристаллические массивы
Альпийская складчатая система 8—26, 73
Альпухаррид, комплекс 34, 45, 64
Альмопиас, зона 114
Альтимурский разлом 232, 233
Амри, клипп 262
Анамас-Даг, массив 121
Анапская флексурно-разломная зона 156, 158, 167
Анатолия, складчатая зона 72
Анатолийская микроплита 122, 134, 136, 185, 186
Андамано-Никобарская островная дуга, сегмент 279, 280, 305, 306
Андаманского моря впадина 282, 283, 306
Андием, офиолитовый шов 291, 293
Антальи, впадина 136
Антальи, покровы 121
Антильско-Карибская область 4
Антола-Кассио, покров 32
Анцио-Анкона, линия разломов 27, 34
Анчау, впадина 293
Аппенинская складчатая система 27—33
Апуанский метаморфический комплекс 30, 31
Апусениды 90, 91, 102, 104, 106
Апшероно-Кобыстанский периклинальный прогиб 149, 156, 162, 175, 179
Аравийская плита 117, 119, 120, 134, 185, 186, 202, 208, 212, 214, 221, 211, 220, 226, 237
Аравийско-Нубийский щит 120, 209
Араратская впадина 190, 192, 206
Аргандабский блок 234, 235
Ариешени, покров 90
Артвино-Карабахская зона 160, 189, 190
Архызская зона 174
Аспромонте, массив 38
Ару, прогиб 313
Аудиа, зона, покров 74, 79
Афгано-Белуджистанский сегмент 203
Афгано-Белуджистано-Памирская складчатая геосинклинальная область 225—254
Афгано-Памирская зона левых сдвигов 236, 238, 252
Африканская (Африканско-Аравийская) плита 117, 126, 133, 202, 214
Ахтырский надвиг 157, 183
Ахцу-Кацырха, поднятие 157
Ацгаринский покров 175
Ахалцихская впадина 160
Ашхабадская впадина 164

Б

Бадахшанский (Памиро-Нуристанский) срединный массив 239, 243, 244, 251
Базумо-Кафанская зона 191
Балатона-Дарно, разлом 124
Балеарский бассейн 9
Бали, впадина 313, 319
Балканиды 70, 72, 73, 92—97, 101, 104, 126, 138
Бамианская впадина
Банда, впадина 313, 319, 327, 329, 332
Банда, дуга, складчатая система 311, 319, 326
Банди-Баянская зона 235, 236
Банну, грабен-прогиб 226, 228
Баньи, покров 36
Баризанский вулкано-плутонический пояс 284, 306, 316
Барито прогиб 320
Бафт, разлом 211
Беотийская зона 108
Белопотокская зона (Бретила единица) 86, 87
Белуджистанская (Сулейман-Киртарская) альпийская складчатая система 225, 227—231, 237, 248
Бельдонн, массив 18, 19
Бенгало-Ассамская зона опусканий 279
Бени-Бусера, массив 39
Берковицкое поднятие 93
Бетская зона 45
Бетских Кордильер складчато-покровная система 9, 43, 60—65
Бетско-Рифская (Гибралтарская) дуга 64, 66, 67

Бей-Даглары, антиклиналь 121
Бижни, пластина 262
Биен-Вьет, разлом 306
Бирмано-Зондская складчатая система 277, 278—285, 311
Бирманская (Западно-Бирманская) плита 307
Битакский прогиб 146
Битлисский массив, покров 118, 129
Бихорский блок 98, 91, 100—103, 124, 138, 139
Бзыбско-Казбекский прогиб, трог 177
Блыбский антиклинорий 171
Богемский массив 10, 18, 22, 73, 106
Большая Венгерская впадина 71, 90, 105, 123
Большого Балхана антиклиналь 164, 178, 179, 185
Бокового хребта Восточного Кавказа, горст-антиклинорий 155, 156
Бориславско-Покутская зона 76, 78
Боснийское поднятие 108, 109, 111, 130, 131
Браданский прогиб 29, 34, 35, 137
Бриансонская зона 13, 19, 22, 2, 62, 63, 103
Будвы (Цукали) зона 108, 109, 113, 129, 131
Брэтила единица 86, 87
Буковинский покров, группа покровов 74, 86, 87—90
Бургасский синклинорий 94, 104
Буркутская (Поркулецкая) зона 79, 80
Быстрицкая единица 86

В

Валисская (Северо-Пеннинская) зона 13, 14, 21, 24, 63, 103
Ванчский комплекс 242
Варандинская антиклиналь 155
Вардарская зона 21, 71, 74, 91, 96, 101, 104, 107, 103, 106, 108—116, 128—133
Варденисское вулканическое нагорье 207
Ваханская зона, коридор 105, 244, 245, 246
Вашбергская зона 78
Вединская офиолитовая зона, офиолитовый покров 191, 194, 198—200
Вебер, впадина 313, 330, 332
Венская впадина 25, 71, 73, 105, 123
Вепориды 83, 84
Верхнесилезская впадина 73, 101
Верхнесванетский антиклинорий 153
Вехселя тектоническое окно 17
Винделицийская суша 21, 22
Вислянский массив 106
Внешние Эллиниды 112, 116
Внешняя дуга Белуджистанской системы 228, 239
Внешняя зона Загроса 209, 220
Внешняя зона Предкарпатского прогиба 75
Внешние Диариды 15, 109, 111, 128, 129, 131
Внешняя дуга Банда 313, 316, 331, 332
Внешние массивы Альп 13, 18, 19
Внешние Карпаты (Флишевая зона Карпат) 77, 81, 89, 90, 102, 105, 106, 139
Внутренние Динариды 109, 111, 113, 126, 128, 129, 139
Внутренние Западные Карпаты 77, 81—83, 87, 102, 104, 107
Внутренняя дуга Банда 316, 326, 331
Внутренняя зона Предкарпатского прогиба 75
Внутренняя зона Белуджистанской системы 230, 251
Внутренняя зона Загроса 210
Внутренние массивы Альп 14, 18
Внутренние Эллиниды 112, 116, 132
Воконтский прогиб 22, 24, 63
Воронцовский тектонический покров 157
Восточно-Азиатский вулкано-плутонический пояс 321
Восточно-Европейский кратон 73, 75, 74, 172, 184
Восточно-Зондская дуга, складчатая система, сегмент 311, 313, 319, 326
Восточно-Иранская (Забол-Белуджская) флишево-офиолитовая зона 201, 202, 203, 220, 226, 236, 232
Восточно-Каспийский разлом 171
Восточно-Кубанский прогиб 149, 179
Восточно-Черноморское поднятие 167
Восточно-Памирский сдвиг 243
Восточно-Карпатский вулканический пояс 105
Восточно-Средиземноморская складчатая область 8, 70—142
Восточно-Суматринский прогиб 285
Восточно-Тунисский разлом 43
Восточные Лациды 74, 90
Восточные Карпаты, сегмент 73, 90, 101, 140
Восточный Кавказ, сегмент 154—156, 175, 176
Восточный Тавр, сегмент 71, 120, 121
Восточного Сулавеси дуга 325, 330
Восточно-Словацкая впадина, прогиб 85, 125
Восточно-Черноморская впадина 169, 186
Восточных Альп сегмент 14, 123
Вуринос, массив 114
Выгордатская вулканическая гряда 87
Высоких Гималаев зона 257, 252, 262, 263, 268—272
Высоких Плато, плита 42
Высоких Татр, зона 83, 84
Высокого Атласа, зона 42
Высокого Карста, зона 108, 109, 111, 113
Высокого Тауэрна, тектоническое окно 16, 17, 64
Вьентьянская впадина 289

Г

Гаварни, покров основания 51
Гаврово-Триполица зона 108, 112, 113, 131
Гагра-Джавская зона 149, 154, 156, 157, 159, 177, 182
Гаргано-Апулии, поднятие 29
Гайльский разлом (линия Гайля) 15, 16
Гвадалквивирский прогиб 44
Гегамское вулканическое нагорье 207
Гельветская (Дофинейская зона) 13, 15, 16, 21, 22, 25
Гельницкая зона 77, 84
Гемерская (Гемериды) складчатая зона 83, 87, 100—104, 124
Гесперийский массив 46
Гетский покров 71, 74, 88, 94, 103, 104
Гильмендский (Шахристанский) массив 233, 234
Главный осевой разлом Гималаев 263
Главный пограничный надвиг Гималаев 239, 247, 257—259, 262

Главный центральный надвиг Гималаев 257—259, 262, 263, 269, 272
Гималайская складчатая система 4, 255—265
Гиратахский разлом 189, 191, 218
Главного хребта Большого Кавказа зона 149, 154, 157, 159, 172—176, 180, 184
Главного хребта Восточного Кавказа антиклинорий 155, 156
Главного хребта Малайи зона
Главный Гиндукушский (Гератский) разлом 225—228, 232—235, 251
Главный Каракорумский надвиг 227, 239, 245
Главный Малокавказский надвиг 196
Главный мантийный надвиг 227, 247, 248
Главный надвиг Загроса 210
Главный надвиг Восточного Кавказа 154—156, 175, 176, 182, 183
Главный Филиппинский разлом, сдвиг 311
Гограндаг-Чикишлярская ступень 165, 166
Гозау, формация 24, 63, 91, 104
Голия, зона 108, 110, 130
Гомарид покровная единица 39, 40, 61, 62
Гондваны, краевое поднятие 159, 200, 216, 134, 249, 266, 268
Гондвана 128, 138, 199, 302, 306, 331
Горно-Крымский ороген 178, 179
Горонтало впадина 326, 332
Готтардский массив 18, 20
Гочасский синклинорий 195, 196
Гойтхский антиклинорий 157
Гран-Парадизо, массив 14, 21
Гран-Сен-Бернара покров 18
Грузинская глыба 159, 169
Гудаутское поднятие 159
Гунт-Аличурский надвиг 239, 243
Гурийский прогиб 159, 169, 170
Гурктальских Альп покровы 16

Д

Далат, зона 289
Далматская зона 107, 108, 109, 111, 113, 131
Дарно, линия 85, 103
Дауки, сдвиг 307
Деловецкая единица 86—88
Дан-Бланш, покров 13
Деште-Наварский грабен 235
Джавахетское вулканическое нагорье 207
Джаз-Мурианская впадина 207, 137
Джеламский синтаксис 225
Джутогский покров 262
Дзирульское поднятие, массив 159, 172—177, 180, 185, 216
Динариды, складчатое сооружение 21, 29, 71, 72, 104, 107—111, 125, 127—130, 137, 140
Доброньско-Тячевский разлом 88
Донецко-Каспийская зона 175
Дора-Майра массив 14, 21
Дофинейская зона 13, 21, 22, 25
Дравский прогиб 132
Драговская зона 85, 87
Дрош, разлом 245
Дуклянская зона 79
Дунайская область (Данубикум) 74, 88, 92, 93, 100
Дурмитора, зона 109, 110, 131
Дьенбьен, сдвиг 279, 292, 305
Дымбовицы линия 88

Е

Евразийская плита 133, 237, 270, 271, 307, 331
Ерахская антиклиналь 183, 184, 186
Еревано-Ордубадская зона 191, 201—207, 218—220

Ж

Жданицкая (Субсилезская) зона 78

З

Забалканский разлом 93
Забол-Белуджская флишево-офиолитовая зона 202, 203, 220, 226
Загреб — Земплин, разлом 124
Загрос, складчатая система 193, 208, 214, 215, 216, 217, 225
Задунайское Среднегорье, зона
Закавказский массив, микроконтинент, плита 6, 156, 158, 172—178, 182—184, 197, 217, 212, 219, 222
Закарпатский тыльный прогиб 85, 87, 105, 125
Закаспийский срединный массив 110
Зангезурская офиолитовая зона 186, 191, 196—200, 217
Занскар, покров 264
Западно-Бирманская складчатая система 305
Западная Натуна, впадина 290, 305
Западно-Андаманский разлом 279, 283
Западно-Европейская эпигерцинская платформа 10, 46, 49
Западно-Каспийский разлом 149, 162, 185
Западно-Кубанский прогиб 145, 149, 157, 179, 183
Западно-Средиземноморская складчатая область 8—69
Западно-Туркменская впадина 162, 164, 166, 171
Западно-Черноморская впадина 167
Западно-Эгейский разлом 115
Западного и Восточного Тавра покровы
Западного Сулавеси дуга 325
Западные Дациды 78
Западные Альпы, сегмент 10
Западные Карпаты, сегмент 73, 123, 139
Западные Понтиды, складчатая зона 70, 71, 92, 97, 98, 102, 166, 169, 173
Западный Тавр, сегмент 120, 121, 132
Зворник, впадина 110, 116, 124, 130
Зебак-Мунджанский разлом, сдвиг 244, 245
Златар-Мирдита-Субпелагонийская офиолитовая зона
Златарская зона 109, 110, 130
Зондский (Яванский) желоб 306
Зондско-Бандская (Южно-Индонезийская) складчатая система 5, 311, 320, 329, 331
Зорташкольский покров 242

И

Иберийской Месеты платформа 44, 59, 67, 64
Иблеа, свод 135
Ивреа, зона 14, 15, 16, 20

Известнякового хребта покровная единица 38, 39
Измир—Анкар—Эскишехир, офиолитовая зона 116
Инда—Цангпо (Брахмапутры) зона, офиолитовый шов 255, 257, 263—265, 269—272, 304
Индийская (Индоавстралийская) плита 307, 331
Индо-Бирманская складчатая система 5, 255, 257, 279, 289, 305, 306, 307
Индокитайская плита 307
Индокитайская складчатая область 5, 277—370
Индоло-Кубанский прогиб 147
Индольский прогиб 145, 160, 180
Индонезийская складчатая область 4, 5, 277, 311, 333
Индосинийский массив 288, 290, 302—306, 328
Индостанская платформа, плита 136, 227, 230—233, 251, 252, 259, 261, 268, 270, 271, 279
Инеболу-Варто, разлом 98
Инсубрийский глубинный разлом 14, 15
Интрариф, подзона 41
Ионическая впадина, зона 70, 71, 108, 112, 113, 116, 131, 134, 136
Иранский срединный массив, микроконтинент, микроплита 162, 184, 189, 191—200, 214, 216
Истыкская подзона 243
Итало-Динарская складчатая область 15
Ишибулакская зона 249

К

Кабардинская впадина 154
Кабильские массивы 38, 59, 60, 61, 62, 65
Кабульский блок, массив 226, 231—233, 251
Кавказско-Иранский сегмент 203
Кагаян, гряда 323
Казанджикская впадина 164
Калабро-Сицилийская дуга 34, 58, 134, 136, 137
Кальтаниссета, впадина 36
Каменнопотокская зона 86
Кампот, зона 286
Канавезе, зона 15
Кандаванский разлом 204, 216
Канигу, купол 47
Карабахский антиклинорий, зона, надвиг 160, 189, 190, 194, 195, 200, 218
Карабахское вулканическое нагорье 207
Карадагский надвиг 148
Каракорума северная зона 236
Каракорума южная зона 246
Каракорума — складчатая система 226, 239, 245, 264
Карачинский прогиб 228, 229
Каримунджава, свод 320
Карпато-Балканская складчатая область 72, 99, 100, 138, 115, 128, 137, 140
Карпато-Балканско-Понтическая ветвь альпид 70
Карпатская складчатая система 73—92
Карталинский сегмент, прогиб 160
Кассерин, поднятие 43
Кастания покров 36
Катавазский прогиб 226, 227, 231—233, 237
Катазия 300
Катар-Казерунское поднятие 210
Кафанская зона 190—196, 200
Кахетино-Вандамское краевое поднятие 156, 157, 159, 177
Кашмирский покров 258, 262, 263
Кевирская впадина 203, 207
Кекечжили, зона 267
Кекечжили — Чиншацзян — Айлаошань—Хонг—Ха, разлом 267
Келецкая зона деформаций 73
Келькорский прогиб 165
Керкенах, свод 135
Керченско-Таманский поперечный прогиб 145, 148, 157, 167, 180
Кикладский массив 6
Киликийская впадина 136, 122
Кипрская дуга 120, 122, 136
Кирения, гряда 122, 136
Киртарский мегантиклинорий 227, 228, 230
Киршехирский срединный массив 6, 70, 118, 121
Кодру, покров 74, 90
Контумский выступ 288, 321
Копаоникский надвиг 111
Копетдагская складчатая система 162—164, 178, 185, 216, 217, 219
Коратская впадина 289
Корсо-Сардский массив 62, 67
Котавато, желоб 326
Котелская зона 74, 93, 97, 102, 103
Кохинхинский прогиб 289, 290
Кохистана вулкано-плутонический пояс 216, 227, 239, 247, 261
Крайштид зона 74, 94, 95, 99, 101
Краковская зона 73
Красной реки (Хонгха) разлом, сдвиг 279, 291, 292, 194, 305, 307
Крижнянский покров 84, 91
Критская дуга 113, 115, 117, 132
Критская впадина 71
Крол, покров 262
Круя, зона 108, 112
Крымско-Кавказско-Копетдагская ветвь альпийского пояса Евразии 146
Крымско-Кавказско-Копетдагская складчатая система 168, 172, 173, 179
Крызский надвиг 182
Кубадагское поднятие 165
Кубанский прогиб 165
Кульская зона 80
Кумская впадина 207
Кунар, разлом 226, 239, 245, 247
Куньлунская складчатая система 268, 269
Куринский прогиб 156, 160, 179, 184
Кусаро-Дивичинский прогиб 149, 156, 179, 183
Кувей, впадина 324
Кучано-Мешхедский прогиб 163
Кучинг, зона 321, 329
Кукинг-Натуна, офиолитовый пояс 321
Кюрдамир-Саатлинская зона поднятий 161, 162

Л

Лабино-Малкинская зона 150, 173
Лавразия 234, 268, 306
Ламаюри, покров 24
Лаосско-Вьетнамская (Вьетлаосская) складчатая система 267, 285, 291, 300—307
Лаосско-Сиамская рифтовая система 305
Лачин-Башлыбельский разлом 189, 196
Лебир, разлом 305
Левантийская (Финикийская) впадина 70, 71, 122, 135, 136

Ленинаканская впадина 205
Леонте-Соро, покров 36
Ливийский прогиб 135
Лигурийская впадина 9, 33, 53—56
Лигурийский комплекс покровов 31, 33, 46
Ликийский Тавр, сегмент 71, 116, 120, 121, 131
Лимская подзона 109
Липтовская депрессия 82
Ладахский вулкано-плутонический пояс 247, 264
Логарский массив, покров 232, 251
Локское поднятие 175, 216
Ломбардский межгорный прогиб 15, 25
Ломбокская впадина 313
Лара-Гардезская впадина 232
Лудокамчийская зона 105
Лужницкая зона 94
Лупар, разлом 279, 321, 329
Лутская глыба 186, 202—204, 207—221, 237
Лысогорская зона 73, 151
Любеник-Маргечану, разлом 83

М

Ма, реки разлом 291, 292, 294, 295
Магрибид (Южных Атласид) складчатое сооружение 42
Магурская зона, покров 74, 77, 78, 79
Майданский разлом 234
Макассарская впадина 332
Макранская зона 203, 237, 251
Малагид, комплекс 34, 45, 62
Малайский сегмент 287
Малайский прогиб 290, 305
Малая Венгерская впадина 71, 73, 105, 123
Малиакская зона 113, 130
Малокавказская геосинклинальная система 160, 179, 184, 189—224
Малокавказско-Иранская складчатая область 189—224
Малопольский массив 73
Мальтийская впадина, плита 36
Мальтийский (Миссуратский) разлом 134
Марамурешский прогиб 87
Маришский разлом 93, 94
Мармарикский разлом 191, 198
Мармарошский массив 71, 85, 86, 88, 91, 102, 103, 106, 107
Мармарошских утесов зона 85
Марокканская Месета 42
Марри, надвиг 247, 261
Мачин, зона 74
Мегринский массив 191
Мегри-Ордубадский батолит 197, 218
Межбалханский прогиб 164
Мезогея 136, 137
Мезориф, подзона 41
Мезоэллинский прогиб 112
Меконгский прогиб 277, 291, 305, 322
Менамский прогиб 277, 290, 305
Мендересский массив 6, 70, 116, 119, 121, 126
Ментавайский сегмент 279, 281, 282, 306
Мергуи-Пукет, зона 283
Меркантур-Арженгера массив 22
Мессаория, прогиб 122, 136
Мессерианская ступень 165, 166, 180
Мессопотамский передовой прогиб 193, 20, 8, 220
Метохия, впадина 111
Мечек-Дебрецен, складчатая зона 103, 106, 124, 130
Мешхедский прогиб 163
Мизийская плита 74, 75, 92, 95, 102, 105, 167
Мизийско-Понтийско-Закавказский массив 168, 169
Мирдита, зона 108, 110, 130
Миссурата, грабен 66, 134
Мисханский (Арзаканский) кристаллический массив 191, 197
Мири, зона 322
Мисхано-Зангезурская зона 190, 191, 196, 200, 214, 218
Мишми, разлом 279
Могок, выступ 285
Мокур-Патана, разлом 247
Молдавиды (Молдавский покров) 74, 78
Молизийский покров 35
Монбланский массив 13
Монте-Роза, массив 14, 18, 21
Мор-Эстерель, массив 53, 55
Мораво-Силезская зона 73, 75, 94
Мровдагский антиклинорий, надвиг 160, 180, 190, 194, 200, 218
Мундурну, прогиб, разлом 98, 99
Мурешская офиолитовая зона 91, 102, 106, 104, 124
Мурский прогиб 132

Н

Найбандская зона 214
Наньшань 4
Нахичеванская впадина 190, 192, 206
Невадно-Филлабрид тектонический комплекс 34, 45
Негрос, желоб 323, 326
Неордопы, аллохтон 95
Нижнеараксинский прогиб 160, 196
Нижнекамчийский прогиб 92, 105, 167, 169, 170
Нижнекуринский прогиб 159, 162, 171
Нижнемеконгская рифтовая система 305
Нижнерионский грабен, прогиб 189
Нижнесванетский антиклинорий 153
Нижнефракийская впадина 96, 115, 117
Низких Гималаев, зона 255—260, 268—972
НИМГРЭ, вал 166
Нуристанский блок 245
Нуцзян — Чиенг Рай, разлом 266

О

Одесско-Синопская зона разломов 166, 167, 169, 170
Оуэн, трансформный разлом 212
Окрибское поднятие 159
Олимпа, тектоническое окно 113
Оманская дуга 211—213
Оманский сдвиг 225
Огурчинско-Эрдеклинская антиклинальная зона 165
Орчан-Нал, разлом 232, 233
Осевая зона Пиренеев 45, 46, 49—52
Осетинская впадина 154

П

Пагман-Мукурский разлом 232, 233
Паданский прогиб 14, 25, 29, 33, 66
Пайкон, зона 114

Пайлин, массив 289
Палаван—Миндоро-Спратли, глыба 328
Палаванский желоб 322
Палеотетис 19, 59, 67, 128, 204, 214, 299, 306, 331
Палу-Коро, сдвиг 326, 330, 332
Памиро Каракорумская зона сдвигов 225, 238, 239, 245, 251, 255
Памиро (Балахшанско)-Нуристанский массив 226, 239
Памиро-Шугнанский плутон 244
Пангея 4, 126, 272
Памиро-Пенджабский синтаксис 252
Панджал, надвиг 247, 258, 262, 272
Панджао (Шахрудский) офиолитовый шов 226, 234, 235
Паннонская впадина, массив 6, 70, 82, 90, 99, 102, 103, 105, 108, 110, 123—125, 132, 133, 139
Панормиды 36, 63
Парнаса зона, покров 108, 113
Пегу-Йома вулканическая цепь 282, 305
Пелагийская плита 36, 43, 70, 135
Пелагонийская зона, массив 6, 72, 108, 113, 114, 126, 128, 130, 133
Пелоританский массив 36
Пельву, массив 18
Пеннинская область Альп 13, 15, 20, 30, 63
Пеннинско-Лигурийская эвгеосинклинальная зона 102, 103, 105
Пенью, впадина 290
Пеониас, зона 114
Передового хребта Большого Кавказа, зона 149, 151, 172—176, 180
Периадриатический шов 15, 17, 19, 24, 112, 117, 123, 124, 263
Перипатласские прогибы 43
Перипьенинский линеамент 80
Перирородопская зона 97, 114, 129
Перникский разлом 93
Печеняга-Камена, разлом 167
Пинда, покров, зона 113, 116, 129, 131, 139
Пиренейская складчатая система 45—53
Плинийский желоб 116
Подгальская депрессия 82
Подринье, зона 110, 111, 128, 130
Поля Фалло разлом 60, 64
Понтиды 72, 94, 104
Понтийско-Закавказский массив 186
Потварский передовой прогиб 226, 139, 247, 248
Предадриатический прогиб
Предальп, покров 14
Предальпийский передовой прогиб 10, 20, 25, 66
Предапулийская зона 108, 112, 113
Предараканский прогиб 279, 306
Предбалканская зона 71, 74, 92
Предбетская зона 34, 44
Предгималайский прогиб (Субгималайская зона) 239, 255, 257, 258, 270
Предкавказская (Скифская) плита 150, 149, 186
Предкарпатский прогиб 10, 105
Предкарстовая зона 108
Предкиртарский прогиб 228, 229
Предмалокавказский прогиб 161
Предпиренейская (Субпиренейская) зона, прогиб 46, 52
Предрифа, подзона 41
Предсулейман-Киртарская система передовых прогибов 228, 229
Предтелльский (Южно-Телльский) передовой прогиб 39
Прешов-Токайская вулканическая гряда 87
Предэльбурсский прогиб 175
Приараксинская (Шаруро-Джульфинская) зона 190, 191, 205
Прибалханская антиклинальная зона 165
Прибрежно-Макранская зона 237
Прототетис 59, 304
Пшекиш-Тырныаузский разлом 151, 154, 175
Пшехско-Адлерская флексурно-разломная зона 149, 151, 156, 157
Пиенинская зона 74, 79, 80, 82, 85, 138
Пьемонтская (Пеннинская) зона 13, 14, 21, 24, 33, 62, 63

Р

Рааба, линия, разлом 123
Рагуза поднятие 36
Разданский прогиб 206
Рарэу, синклиналь 86
Раковецкая зона 84
Раховская, Раховская-Чехлеу, зона 78—80, 85, 104, 138
Рехница, тектоническое окно 17
Рионский межгорный прогиб 159, 179
Родопский массив 6, 26, 74, 95, 103, 108, 114—116, 126, 133
Рожнявы линия, разлом 85
Ронская зона разломов 51
Ронская (Валенсольская) впадина 12
Рутба, свод 209
Рушанско-Пшартская зона 236, 239, 242, 244, 425

С

Сабахская дуга 329
Савский прогиб 132
Сабзевара офиолитово-флишевая зона 226, 235
Саваннакская впадина 289
Саву, впадина 313
Сагаинг-Намьин, сдвиг 279, 282, 285, 304, 307
Сазана, зона 108, 112
Сахалский покров 262
Самайль, покров 212, 213
Самборская подзона 77, 78
Самныа, прогиб 291, 293, 294
Сангинето, линия разломов 34, 35
Сангихе, вулканическая дуга 325—331
Санцзян, зона 262
Саравакский прогиб 291, 322, 329
Сараево, впадина 111
Сарахский разлом 162
Саргодийский выступ 228
Саркарский выступ 228
Сароби, разлом, сдвиг 225—228, 231, 239, 246
Сарос, гравен, рифт 115
Сафидадабадский разлом 234
Сахарского Атласа, зона 42
Сачхерское поднятие 159
Сванетская зона, антиклинорий 175
Свогенский антиклинорий 94
Себтид, покровная единица 34, 39
Севанская впадина 192, 205
Северинский покров 80, 89, 90, 103, 104, 138
Северная грауваковая зона Альп 16, 18

Северная Добруджа 74, 176
Северного склона Большого Кавказа, зона 150, 184
Северного Памира, зона 238, 239, 249, 250, 267, 269
Северный разлом 175
Севано-Акеринская офиолитовая зона 189, 190—196, 200, 201, 218, 220
Северо-Анатолийский разлом 97, 98, 115, 132
Северо-Атласский разлом 42
Северо-Балеарская впадина 53, 65
Северо-Восточной Суматры прогиб
Северо-Западный Кавказ, сегмент 156—158, 179, 180—183
Северо-Индонезийская складчатая система 318, 320, 328
Северо-Кавказская моноклиналь 150
Северо-Пеннинская (Валисская) зона 13, 24
Северо-Пиренейская внешняя зона 46—52
Северо-Пиренейский разлом 46—52
Северо-Сулавесский желоб 326
Северо-Тибетский срединный массив 255, 164, 266—268
Северо-Черноморское поднятие 167
Северо-Эгейский разлом, грабен, впадина 95, 96, 115, 116, 132, 134
Семпорна полуострова, дуга 324, 329
Сестри — Вольтаджио, разлом 27
Сенендедж-Сирджанская зона 193, 210, 208, 214, 215, 222
Сербская зона 108, 109
Сербско-Македонский массив 6, 70, 74, 95—97, 101—103, 110, 111, 114—116, 126—133, 139
Сезия-Ланцо, зона 15, 16, 17, 24
Серамский прогиб 313
Серранья-де-Ронда, массив 45
Сейстанская впадина 203, 207, 225, 227, 239—236
Сиазанский надвиг 183
Сиби, зона прогиб 226, 228, 229, 321, 329
Сила, массив 36
Силезская зона, покров 74, 79, 80
Симла-Дамта, подзона 261
Симплон-Тичино, группа 25, 64
Симферопольская-Алуштинская зона разломов 148, 167, 185
Синайская микроплита 136
Сино-Бирманский срединный массив 266, 277—282, 285—295, 299—303, 306, 328
Сихоран, стратиформная интрузия 216
Сирта, грабен 135
Сицилийский покров 35
Скибовая зона 78, 80
Скифская плита 74, 150, 176, 167, 184
Склафани, покров 36
Скольская зона, покров 74, 78, 80
Солотвинский купол
Сомхито-Карабахская зона 190, 194, 195, 197, 206, 216
Сорокина прогиб 167
Соронг (Сула — Соронг) сдвиг 319, 328, 330, 332
Сплит-Карловац, сдвиг 111, 124
Средиземноморский вал 134
Среднеараксинская (Арарат-Нахичеванская) впадина 203, 205, 206
Среднегорская зона 74, 93, 96, 97, 95, 97, 104
Среднегорский рифт 169
Среднекаспийская впадина 165
Среднекуринская впадина 159, 161
Средний Атлас 43
Ставропольский свод 150, 151, 185
Старой Планины зона 71—74, 92, 93, 101, 102, 109
Стебникская зона 75
Стратонский желоб 116
Странджи, зона 71, 74, 95, 96, 97, 99, 102, 103
Суббетская зона 34, 44
Суббриансонская зона 14
Суббуковинская единица 74, 86
Субгималайская зона 257, 259
Субкарпаты 74, 78
Субпелагонийская зона 108, 113, 139
Субсилезская зона 77—80
Субтатранские покровы 74, 83
Судакская зона 148, 158
Сула, «шпора» 328, 330
Сулавеси, впадина 326, 229, 332
Сулейман-Киртара, складчатая система 225—231, 237, 148
Сулейманов мегантиклинорий 227, 232
Сулу, впадина, желоб 322, 329, 332
Сулу, островная дуга 322, 323
Сунпан-Гандзи, зона 255, 256, 267
Супрагетский покров 74, 83, 94, 100, 103
Супсинский разлом 169
Суэцкий грабен 136

Т

Тавриды, складчатая система 70, 72, 112, 117—121, 130—132, 137, 140, 210
Тавро-Нильский разлом 120
Тайский прогиб 290, 305
Талауд (Майю-Талауд), дуга 326
Талышская зона 158, 160
Танжера, покров 41
Танымасский надвиг 238, 242
Таракан, впадина 324
Таранто, прогиб 29
Таримский массив 256
Таркэу, зона 74, 78, 80
Тарнакская зона 226, 233, 234, 236
Татранская подзона 83, 84, 103, 106, 140
Татро-Вепорская зона 83, 87
Твердицкая флексурно-разломная зона 93
Тежсарский плутон 196
Тейссейра — Торнквиста линия разломов 75
Телль-Атласа внешняя зона 38, 66
Телль-Атласа внутренняя зона 38
Телль-Атласа складчатая система 62, 64
Тересвинский разлом 88
Терско-Каспийский передовой прогиб 149, 156, 179
Терского и Тунженского хребтов антиклинальная зона 154
Тетис, океанский бассейн 62, 63, 67, 70, 95, 97, 104, 121, 122, 134, 136, 137, 168, 178, 212, 329—332
Тибетская глыба 255
Тибетских (Тетис—) Гималаев зона 255—258, 262—264, 168—274
Тимока, линия, сдвиг 88, 92
Тиморский прогиб, 313
Тирренская впадина 9, 53, 56, 58, 66, 115
Тисия, массив 124
Тихоокеанская плита 331
Тосканский (Апуанский) автохтон
Тосканский аллохтон 31
Тоурагачайский прогиб 200

Трансгималайская зона (зона Шигатзе) 165
Трансгималайский (Кангдесе) вулкано-плутонический пояс 263—266, 269, 270
Трансильванская впадина 6, 71, 123, 125, 138, 140
Трансильванская группа покровов 74, 78, 87, 102
Транскавказское поднятие 185
Трансэгейский разлом 114, 115, 134
Триполитанская впадина 135
Троодос, офиолиты 121, 136
Туапсинская флексурно-разломная зона 156, 157, 169
Туле, впадина 293, 303
Тулча, зона 74
Тунисского Атласа, складчатая зона 43
Туранская плита 102, 163, 166, 176, 236
Туркменская терраса 171
Тханьхоа, офиолитовый пояс 294

У

Украинский щит 75, 106, 125
Улуган, разлом 323
Ультрагельветская зона, покров 13, 24
Ультрадофинейская зона, покров 13
Умбрийская зона 31, 33, 35
Урало-Оманская система разломов, линеамент 162, 192, 193, 103, 204, 208, 210, 227, 228, 235, 236
Урмийская впадина 203, 207
Урмия-Дохтарский вулкано-плутонический пояс 190, 193, 208, 211, 216
Утесовая зона (зона Пьенинских утесов) 80, 81
Уттарадит, зона, офиолитовый пояс 302

Ф

Фансипан антиклинорий 291, 293, 294, 295
Фарахрудская зона 203, 226, 234—236, 250, 252
Феодосийская зона разломов 147, 148, 167
Финикийская впадина 135
Фирвальштедтского озера клиппы 14
Флорес, впадина, 313, 319, 329, 332
Фридо, офиолитовый покров 35
Фухоат, купол 291, 294, 295, 301

Х

Хазары, зона 227, 228, 232, 247, 289, 252
Хальмахера, дуга 327, 328, 331
Хамаданская зона 193, 202, 208, 210, 214, 217, 219, 222
Ханойский прогиб 277, 294, 305
Хиндураджский массив 227, 266
Хини, разлом 245
Хлонг-Маруи, сдвиг 279, 287
Хамун-и-Машкел, впадина 237
Хочский покров 84, 91
Храмское поднятие 175
Хуступ-Гиратахский надвиг 218
Хэгимаш, синклиналь 87

Ц

Цахкуняцкое поднятие 197
Центрального Памира зона 176, 226, 251, 238, 239—245, 249, 250
Центрально-Адриатическое поднятие 29
Центрально-Анатолийская зона метаморфических массивов 118, 119
Центрально-Афганский срединный массив 225, 233—239, 246, 251
Центрально-Бирманский межгорный прогиб 277, 282, 304, 305, 306
Центральной Бирмы вулкано-плутонический пояс 282, 305
Центрально-Иранский массив 6, 201
Центрально-Суматринский сдвиг 279, 283
Центрально-Тибетская складчатая система 264, 266, 269, 272
Центрально-Черноморское поднятие 167, 170
Центрально-Французская антеклиза (массив) 46
Центрального Кавказа сегмент 150—154, 173—176, 182
Центральные Альпы, сегмент 10, 15
Циньлин, 4, 108, 268
Цукали-Краста, зона 108

Ч

Чагай-Тарнакский (Кандагарский) вулкано-плутонический пояс 239, 247, 266
Чагайское поднятие 233, 236
Чаманская (Чаман-Мукурская) система разломов 225, 226, 228, 231, 233, 236
Чантабури, зона 289
Чахлеу, покров 78—80
Чайл, покров 78—80, 262
Черкесский разлом 151, 154
Черногорская зона 79
Черноморская впадина 70, 94, 128, 129, 146, 158, 166—171, 185
Черной реки (Да), разлом 249, 295, 305
Черной реки (Шонда) прогиб 293, 294, 303, 307
Чертовицы линия, надвиг 83
Чиленто, покров 35, 37
Чолпури, массив 289
Чорштынская зона 80
Чыонгшон антиклинорий, зона 292, 294, 301

Ш

Шали-Деобан, подзона 259, 260
Шамхорское поднятие 160
Шаруро-Джульфинская зона 190, 191, 205
Шатского вал 171
Шахристанский массив 234
Шахрудский (Панджао) разлом 226, 234, 235
Шемахино-Кобыстанский прогиб, зона 156, 162
Шиллонгский выступ 280, 307
Шиок, зона разломов 245
Шипкинское поднятие, антиклиналь 93
Шкодер-Печ, сдвиг 107, 111, 115
Шонг Да Ма, зона 292, 293, 300, 301
Шонгда, синклинорий 292, 293, 294, 302, 307
Шонгхием впадина 293
Штирийская впадина 25
Шумадийская зона 124

Э

Эбро, впадина 46—50
Эгейская впадина 70, 115, 133
Эгейская дуга 70, 112, 115, 121, 133, 134, 137, 139, 186
Эллинид, межгорные впадины 117

Эллиниды, складчатая система 21, 29, 70, 71, 72, 111—117, 129—131, 138, 201
Эллинский желоб 71, 133, 116, 134, 137
Эльбурсская складчатая система 163, 192, 201, 201—205, 216, 220
Энгадина, тектоническое окно 16, 17
Эрзинджан-Севанская офиолитовая зона 116
Эр-Рифа внутренняя зона 39
Эр-Рифа покровно-складчатое сооружение 43, 60—62, 65
Этропольская флексурно-разломная зона 93
Этцтальский покров 18

Ю

Юго-Восточного Памира, зона 238, 239, 242, 243, 248, 250
Юго-Восточный Кавказ, сегмент, 156
Юго-Западного Крыма, синклинорий 146
Юго-Западного Калимантана (Шванер), массив 320, 321, 328
Юго-Западного Памира зона 239, 243, 244, 248
Юдикарийский разлом, линия, сдвиг 15
Южнобережный синклинорий 146
Южнокрымский синклинорий 146
Южного склона Большого Кавказа зона 149, 159, 154, 156, 174, 184
Южно-Адриатическая впадина 29
Южно-Адриатическая (Далматская) зона 29, 107, 130.
Южно-Апеннинская дуга 34
Южно-Атласский разлом 42, 43
Южно-Балеарско-Альборанский бассейн 9
Южно-Балеарская впадина 53, 55, 56, 65
Южно-Болгарский надвиг 93, 95
Южно-Гемерская зона 85
Южно-Каспийская впадина 156, 158, 162, 165, 166, 171, 180, 186, 204
Южно-Китайская впадина 332
Южно-Китайская платформа 267, 291, 292, 294, 300, 306, 331
Южно-Памирский разлом 238, 244, 245, 250
Южно-Пиренейская зона 46—52
Южно-Португальская зона 61
Южно-Рифский коридор 41
Южно-Тибетский массив 255, 264, 265, 268, 269, 272, 299
Южно-Туркменский разлом 162
Южно-Эгейская вулканическая дуга 116, 121, 131, 133
Южные Альпы 14, 61, 107, 111, 124, 139, 201
Южные Атласиды 42
Южные Карпаты, сегмент 73, 88, 90, 123, 139, 140
Юньнань-Малайская складчатая система 266, 271, 286—291, 295, 199—307, 328
Юрских гор складчатая зона 66

Я

Яванская впадина 313
Яванский (Зондский) глубоководный желоб 313
Язгулемский покров 242

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора 3

Глава I. **Тектоническое районирование. Основные этапы тектонических исследований** 4

Список литературы 7

Глава II. **Альпы и Западно-Средиземноморская складчатая геосинклинальная область** 8

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность . . 8
2. Альпы. Тектоническая зональность и структура 10
3. Альпы. Основные этапы развития 17
4. Апеннины и Адриатический массив 27
5. Южные Апеннины, Калабрия и Сицилия 34
6. Телль-Атлас 38
7. Эр-Риф 39
8. Южные Атласиды 42
9. Бетские Кордильеры и Балеарский архипелаг 43
10. Пиренеи 45
11. Глубоководные впадины Западного Средиземноморья 53
12. Основные этапы развития 58
13. Некоторые выводы и проблемы 66

Список литературы 67

Глава III. **Восточно-Средиземноморская (Карпато-Балкано-Динарская) складчатая геосинклинальная область** 70

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность . . 70
2. Карпаты. 73
3. Балканиды и Западные Понтиды 92
4. Основные этапы развития Карпато-Балканской системы 99
5. Динариды 107
6. Эллиниды и Эгейская дуга 111
7. Центральная Анатолия и Тавриды 117
8. Венская, Паннонская и Трансильванская впадины 123
9. Основные этапы развития Динаро-Эллинид и Таврид 126
10. Глубоководные впадины Восточного Средиземноморья 134
11. Некоторые выводы и проблемы 137

Список литературы 140

Глава IV. **Крымско-Кавказско-Копетдагская альпийская складчатая геосинклинальная система и Закавказский срединный массив** 143

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность . . . 143
2. Горный Крым 144
3. Большой Кавказ 149
4. Закавказский срединный массив; Рионский и Куринский межгорные прогибы и Малый Кавказ 158
5. Копетдаг и Западно-Туркменская впадина 162
6. Черноморская и Южно-Каспийская впадины 166
7. Основные этапы развития 171
8. Некоторые выводы и проблемы 181

Список литературы 186

Глава V. **Малокавказско-Иранская складчатая геосинклинальная область** 189

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность . . . 189
2. Малокавказская складчатая геосинклинальная система 194
3. Центрально-Иранский массив и Эльбурс 201
4. Складчатая система Загроса 208
5. Оман 211
6. Основные этапы развития 213
7. Некоторые выводы и проблемы 222

Список литературы 222

Глава VI. **Афгано-Белуджистано-Памирская складчатая геосинклинальная область** 225

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность . . . 225
2. Белуджистанская складчатая геосинклинальная система и Центральный Афганистан 227
3. Центральный и Южный Памир 238
4. Каракорум, Восточный Гиндукуш, Кохистан и Хазара 245
5. Основные этапы развития 248

6. Некоторые выводы и проблемы 252
Список литературы 253

Глава VII. **Гималайская складчатая геосинклинальная система и Тибет** 255

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность 255
2. Гималайская складчатая система 257
3. Тибет 265
4. Основные этапы развития и проблемы 268
Список литературы 275

Глава VIII. **Индокитайская складчатая геосинклинальная область** 277

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность . . . 277
2. Бирмано-Зондская складчатая геосинклинальная система 279
3. Синобирманский срединный массив 285
4. Юньнань-Малайская складчатая геосинклинальная система 286
5. Индосинийский срединный массив 288
6. Кайнозойские прогибы юго-востока Индокитая и Сиамского залива . . . 290
7. Лаосско-Вьетнамская (Вьетлаосская) складчатая геосинклинальная система 291
8. Основные этапы развития 294
9. Некоторые выводы и проблемы 306
Список литературы 310

Глава IX. **Индонезийская складчатая геосинклинальная область** . 311

1. Основные черты структуры и рельефа. Геологическая изученность . . . 311
2. Зондско-Бандская (Южно-Индонезийская) складчатая геосинклинальная система 313
3. Северо-Индонезийская складчатая геосинклинальная система 320
4. Основные этапы развития 328
5. Некоторые выводы и проблемы 331
Список литературы 332

Предметный указатель . . . 334

ВИКТОР ЕФИМОВИЧ ХАИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

АЛЬПИЙСКИЙ СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева.* Переплет художника *Е. К. Самойлова.* Художественный редактор *Л. Е. Юрковская.* Технический редактор *А. Г. Иванова.* Корректор *В. И. Ионкина*

ИБ № 5011

Сдано в набор 26.08.83. Подписано в печать 08.12.83. Т-22638. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 30,1. Усл. кр.-отт. 30,1. Уч.-изд. л. 34,15. Тираж 1500 экз. Заказ 564/8895—1. Цена 5 р. 40 к.
Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Владимирская типография «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 600000, г. Владимир, Октябрьский проспект, д. 7