

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



В.Д.Чехович

ТЕКТОНИКА
И ГЕОДИНАМИКА
СКЛАДЧАТОГО
ОБРАМЛЕНИЯ
МАЛЫХ
ОКЕАНИЧЕСКИХ
БАССЕЙНОВ

• Наука •

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

В.Д. Чехович

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ МАЛЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Ответственные редакторы
член-корреспондент РАН
Н.А. БОГДАНОВ
доктор геолого-минералогических наук
С.М. ТИЛЬМАН



МОСКВА
"НАУКА"
1993

Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов / В.Д. Чехович. — М.: Наука, 1993. — 272 с. — ISBN 5-02-002884-3

В книге описывается тектоническое строение складчатого обрамления Карибских, Западно-Средиземноморских и Западно-Беринговоморских малых океанических бассейнов. Рассмотрены палеогеодинамические реконструкции по каждому из регионов. Проведен сравнительно-тектонический анализ истории формирования складчатого обрамления этих бассейнов в рамках теории тектоники литосферных плит. Предложены модели образования рассмотренных малых океанических бассейнов.

Табл. 1. Ил. 57. Библиогр.: 255 назв.

Рецензенты: В.Е. Хаин, А.В. Ильин

Tectonics and geodynamics of outer margin of the small oceanic basins

The book describes the tectonic setting of the folded frame of the Caribbean, Western Mediterranean and Western Bering Sea small oceanic basins. Paleogeodynamic reconstructions are considered for each of the region. The history of the folded frame of these basins is comparatively analyzed involving plate tectonics theory. Models of formation of small oceanic basins under consideration, are suggested.

1804030000-069
ч 042(02)-93 202-93 I полугодие

ISBN 5-02-002884-3

© В.Д. Чехович, 1993

© Российская академия наук, 1993

ВВЕДЕНИЕ

Установленные много лет назад различия в строении земной коры континентов и океанов и последующие исследования достаточно обширных переходных зон между ними – окраинных и средиземных морей – выявили океаноподобный тип строения их коры. Эти окраинные и средиземные моря обычно обозначаются термином “малые океанические бассейны”, введенным Х. Менардом в 1967 г. Малые океанические бассейны обрамляются либо пассивными окраинами, отражающими их рифтогенную природу, либо складчатыми зонами. Последние, в большинстве случаев, имеют покровно-складчатое строение с центробежным по отношению ко впадинам расположением тектонических покровов. Это создает впечатление, что покровы располагались на том месте, которое сейчас занято глубоководными котловинами и, соответственно, их формирование могло быть связано с образованием этих котловин.

Происхождение малых океанических бассейнов само по себе продолжает оставаться сложной тектонической проблемой, которая до сих пор однозначно не решена. Большая группа исследователей [35, 43, 23, 92] связывает их образование с растяжением, возникающим в результате внедрения мантийного диапира. Модификация этой модели, предложенная Л.Э. Левиным в 1979 г., предполагает определенный механизм миграции мантийных диапиров, на разных этапах которого все окраинные и внутренние моря проходят последовательные стадии единой эволюции.

Новая, но тоже унифицированная принципиальная модель образования “малой” океанической впадины разработана Н.А. Богдановым (1988 г.). В соответствии с основными ее положениями образование всех глубоководных котловин обусловлено постоянными зонами повышенного теплового потока, вызванного существованием конвективных ячеек под ними. Исключение составляют “отгороженные” или реликтовые впадины. Повышенный тепловой поток приводит к разуплотнению мантии, ее подъему и, соответственно, к деструкции и растяжению прежней континентальной или океанической коры над ней. В зрелую стадию раскрытия глубоководной впадины происходит “тектоническое скупчивание в аккреционных призмах”, т.е. формирование покровно-складчатых структур по обрамлению впадин. Таким образом, по Н.А. Богданову, налицо причинно-следственная связь между раскрытием глубоководных впадин и созданием покровно-складчатых зон на их обрамлении.

Однако, кроме сторонников принципиально однотипного происхождения малых океанических бассейнов, существует также значительное количество исследователей, высказывающих мнение о различном их генезисе [218, 234, 233, 231, 176]. В развитии этих положений очень важной представляется идея Д. Карига (1971 г.) о формировании новообразованной океанической коры в тылу островных дуг, коррелятивно связанных

с зонами субдукции. Сам Д. Кариг не считал этот способ образования окраинных морей универсальным, но такие бассейны, как Японский, Курильский, Лау, Марианский, Окинава, Пересе-Вела, Шикоку, Тирренский, Северо-Балеарский, достаточно обоснованно могли рассматриваться с этих позиций. Этот генетический тип впадин (бассейнов) получил название "задуговых".

В 1978 г. Б. Бижу-Дюваль с соавторами [110] выделил для Западного Тетиса три типа бассейнов – реликтовые, задуговые и рифтовые. В 1983 г. Б. Тейлор и Г. Кернер [234] сделали попытку классифицировать все окраинные и средиземные моря (малые океанические бассейны). Кроме задуговых бассейнов, они выделили бассейны атлантического типа или рифтогенные, т.е. бассейны с пассивным обрамлением (Тасманов, Южно-Китайский, Коралловый), захваченные или отгороженные (Алеутский, Западно-Филиппинский), и пограничные, сформированные вдоль границ между литосферными плитами (Соломонов, Кайман, Айю). Однако целый ряд глубоководных котловин (Командорская, Западная Скотия, Карибские) с корой океанического типа (в широком смысле) остался за рамками этой классификации, поскольку генетическая их природа оставалась невыясненной.

Следует отметить, что подобное генетическое деление малых океанических бассейнов, так же как и унифицированный подход к их происхождению, основывались главным образом на изучении геолого-геофизических особенностей строения собственно глубоководных котловин. При этих построениях и классификациях исследователи практически не касались геологии их обрамления. Таким образом, возникла проблема: как связано формирование сходных центробежных покровно-складчатых структур обрамления впадин с генезисом последних, с причинами, приведшими к их раскрытию? Действительно ли сходство связано с однотипностью их происхождения или оно обусловлено другими процессами, приведшими к внешней конвергенции этих тектонических признаков? Поэтому представилось весьма интересным и своевременным провести сравнительный анализ геологического строения и истории геологического развития районов складчатых обрамлений различных бассейнов. Для такого исследования были выбраны три региона, расположенных в различных тектонических сегментах земного шара – Карибский (Атлантический сегмент), Западно-Средиземноморский (Альпийско-Гималайский пояс) и Западно-Беринговоморский (Тихоокеанский сегмент) (рис. 1). Именно такой подход – от выяснения условий формирования складчатых обрамлений к проблеме происхождения малых океанических бассейнов – позволяет получить независимые данные для проверки суждений, основанных на изучении строения глубоководных котловин.

Поставленную задачу можно решить только на основе традиционного историко-геологического подхода к анализу фактического материала и следуя актуалистическим принципам его интерпретации. Поскольку теория тектоники литосферных плит дает для фанерозоя наиболее полные и убедительные ответы на вопросы строения и формирования структур континентальной и океанической коры, а также переходных зон меж-

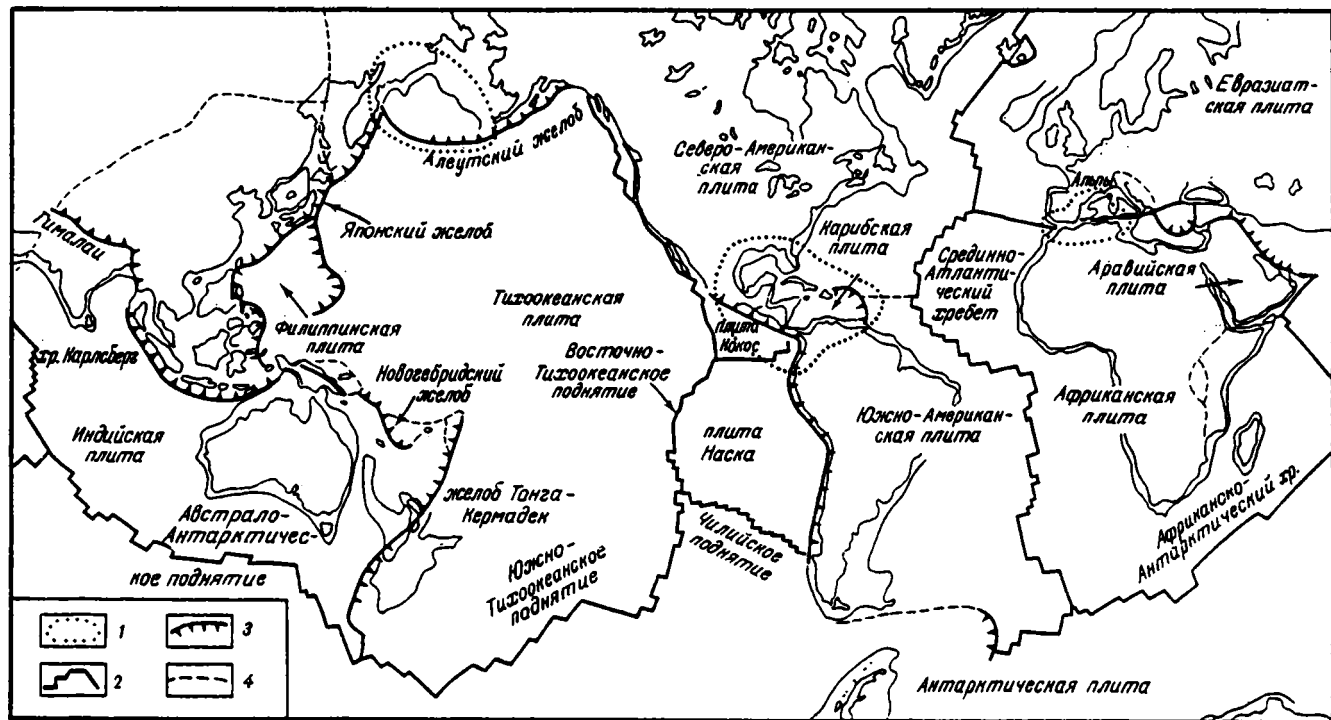


Рис. 1. Схема расположения рассматриваемых в работе районов
 1 — границы районов; 2 — оси спрединга; 3 — зоны субдукции; 4 — предполагаемые границы плит

ду континентом и океаном, автор и руководствуется положениями этой теории в настоящем исследовании.

Следует подчеркнуть, что широкое развитие бескорневых аллохтонных масс в складчатых обрамлениях малых бассейнов свидетельствует о формировании их в различных удаленных друг от друга областях. В связи с этим возникает насущная необходимость изучения и выделения структурно-вещественных комплексов, отражающих различные геодинамические обстановки их формирования. Начало выделения подобных комплексов на актуалистической основе зародилось еще при становлении теории тектоники литосферных плит [179, 227, 205]. В дальнейшем оно было существенно развернуто, в том числе и в нашей стране [27, 86, 15, 16]. Пока не существует установившейся единой классификации структурно-вещественных комплексов, хотя большинство исследователей единодушны в том, что эти комплексы должны отражать известные сейчас геодинамические обстановки. Последние, в соответствии с теоретической геодинамикой, определяются взаимодействием литосферных плит друг с другом и с подстилающей мантией [72]. В связи с этим представляется целесообразным выделить шесть групп структурно-вещественных комплексов (таблица): континентальную, рифтогенную, океаническую (в широком смысле), островодужную, активных (андийских) континентальных окраин, коллизионную.

Континентальная группа включает комплексы, формирующиеся на континентальных плитах, т.е. на образованиях фундамента или складчатого основания. В нее входят, например, комплекс внутренних эпиконтинентальных бассейнов, комплекс пассивных окраин континентов, которые относятся к экзогенному типу. Такие же комплексы как трапповый, кимберлитовый, отражающие стояние континентальной плиты над мантийными плюмами, представляют собой эндогенный тип континентальной группы.

В рифтогенной группе также выделяются экзогенный и эндогенный типы комплексов. К первому относятся такие, как эвапоритовый, часто развивающийся на бортах рифтогенных (атлантического типа) бассейнов, и грабеновых красноцветов, характеризующий частичное заполнение первых крупных расколов континентальной коры. Ко второму типу принадлежат, например, комплексы бимодальных вулканитов и щелочных базальтоидов, сопровождающие образование рифтов.

Океаническая группа (в широком смысле) объединяет эндогенные, экзогенные и тектоногенные типы комплексов. К первому относятся образования второго слоя океанической коры – комплексы базальтов океанических котловин, базальтов океанических поднятий (островов), окраинноморских базальтов, базальтов подводных гор на трансформных разломах. Второй тип объединяет отложения первого слоя – комплексы чехла океанов и малых бассейнов, комплексы выполнения глубоководных желобов. К третьему, тектоногенному типу следует отнести офиолитовый комплекс, который, представляя собой сильно нарушенный разрез океанической коры геологического прошлого [56], встречается только в складчатых зонах, будучи выведен в приповерхностные горизонты земной коры тектоническими процессами.

Пример классификации структурно-вещественных комплексов

Тип комплекса	Группы комплексов					
	континентальная	рифтогенная	океаническая	островодужная	активных ("ран- дийских") кон- тинентальных окраин	коллизионная
Эндогенный	трапповый	бимодальных вулканитов	базальтов океани- ческих котловин	раннеостроводуж- ных вулканитов	вулканитов окраинно-континентальных поя- сов	палингенных гранитоидов
	кимберлитовый	щелочных базальтоидов	базальтов океани- ческих поднятий окраинноморских базальтов базальтов подвод- ных гор на транс- формных разломах осадочного чехла океанов и малых океанических бассейнов	вулканитов зре- лых дуг глубинных магма- тических камер	плутонов окраин- но-континенталь- ных поясов	палингенных вулканитов
Экзогенный	эпиконтинен- тальных бас- сейнов	грабеновых красноцветов		осадочного чехла островной террасы	молассоидных отложений впа- дин, связанных с вулканическими поясами	
	пассивных окраин	эвапоритовый	выполнения глу- боководных желобов офиолитовый	осадочного чехла островных склонов		
Тектоногенный				аккреционных призм субдукционного меланжа офиолитовый	аккреционных призм	олистостромо- вый

Островодужная группа включает комплексы главным образом энсиматических островных дуг. Эти комплексы также подразделяются на три типа. К эндогенному относятся такие, как комплексы глубинных магматических камер (дунит-клинопироксенит-габбровые), комплексы ранне-островодужных вулканитов (бонититы, островодужные толеиты) и вулканитов зрелых дуг (преимущественно известково-щелочные и шошонитовые). К экзогенному типу принадлежат различные комплексы осадочного и туфогенно-осадочного чехла островных террас и островных склонов. Тектоногенный тип объединяет комплексы аккреционных призм и субдукционного меланжа, ибо их формирование непосредственно связано с тектоническими явлениями, сопровождающими процесс взаимодействия океанических плит, ответственный за возникновение и образование энсиматических островных дуг. Сюда же следует отнести и островодужные офиолиты, существование которых теперь можно считать доказанным.

Группа активных (андийских) континентальных окраин также характеризуется комплексами трех вышеназванных типов: эндогенного – вулканогенные и плутонические комплексы окраинно-континентальных поясов, экзогенного – комплексы молассоидных отложений впадин в пределах упомянутых поясов и в смежных районах и тектоногенного – комплексы аккреционных призм и субдукционного меланжа.

Коллизионная группа представлена в основном эндогенными и тектоногенными типами. К эндогенному относятся палингенные коровые гранитоиды и палингенные вулканиты, которые обязаны своим происхождением глубинным процессам, вызванным столкновением слабо субдуцирующих масс. К тектоногенному типу принадлежат олистостромовые комплексы, формирование которых связано с перемещением тектонических покровов на поверхности.

Известно, что любая классификация природных явлений всегда внутренне противоречива, ибо определяет достаточно четкие границы, которые на самом деле в природе размыты в связи с постепенными взаимопереходами. Это обстоятельство всегда принималось во внимание и при использовании в данной работе упомянутой таблицы.

В заключение совершенно необходимо отметить, что данное подразделение комплексов несколько не претендует на оригинальность, универсальность и, тем более, полноту. Оно лишь характеризует принятые в работе принципы подразделения структурно-вещественных комплексов и может и должно наполняться конкретными материалами, отражающими те или иные специфические условия. В данном исследовании оно призвано решать совершенно определенные практические цели: выделение на единой основе структурно-вещественных комплексов, соответствующих основным геодинамическим обстановкам. Это дает возможность проводить сопоставление комплексов таких различных регионов, как Карибский, Западно-Средиземноморский и Западно-Беринговоморский.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАРИБСКОГО РЕГИОНА

При изучении геологического строения и истории развития складчатого обрамления Карибского бассейна нужно рассматривать весьма обширный регион, который принято называть Карибским или Мексикано-Карибским [225, 85, 77, 78]. Он включает южную часть Северной Америки, всю Центральную Америку, северную часть Южной Америки и собственно Карибский бассейн, ограниченный на севере Большими, а на востоке Малыми Антильскими островами. Следует добавить, что нельзя выпускать из поля зрения и смежные с востока и запада части Атлантического и Тихого океана. Основные физико-географические элементы этого региона и их общая геологическая характеристика даны в прекрасной сводке В.Е. Хаина (1977 г.), и здесь не имеет смысла ее повторять даже с добавлением новых данных.

История геологического изучения этого интереснейшего и сложнейшего региона земного шара насчитывает уже более 100 лет. Даже не слишком подробное ее рассмотрение могло бы составить предмет специального исследования.

Обоснование и развитие основных положений тектоники литосферных плит в 60-х годах [50] привело к тому, что подавляющее большинство исследователей приняли эту мобилистскую концепцию и стали применять ее для объяснения тектонической эволюции Карибского региона.

Здесь следует подчеркнуть, что старых фиксистских представлений придерживается в настоящее время лишь исключительно ограниченный круг ученых, из которых необходимо упомянуть К. Худолея и А. Мейерхофа (1971 г.) как действительных знатоков этого региона. Гипотеза расширяющейся Земли [32, 44] также нашла своих сторонников среди исследователей, изучавших геологию Карибского региона [37]. Автор не считает возможным приводить здесь критические замечания в адрес сторонников рассмотрения Карибского региона с фиксистских позиций или с позиций расширяющейся Земли, поскольку излагаемый ниже фактический материал сам по себе будет свидетельствовать о весьма малой вероятности этих представлений.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАРИБСКОГО РЕГИОНА И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОПИСАНИЯ

Непосредственное обрамление Карибских глубоководных котловин и впадины Мексиканского залива представлено лишь мезозойскими и кайнозойскими комплексами, в связи с чем проблемы строения палеозойских и докембрийских образований, обнажающихся на значительном удалении от структур обрамления, а также история их становления в последующих разделах практически рассматриваться не будут.

Тектоническому районированию Карибского региона посвящен ряд работ [123, 85, 77, 78, 37]. В них нашли отражение традиционные представления. В 1980 г. американские исследователи составили тектоническую карту Карибского региона масштаба 1:2 500 000, основанную на использовании мобилистских концепций, однако в ней не содержится необходимых обобщений, а также в малой степени использованы материалы по складчатому обрамлению, в то время как данные по акваториям проработаны детально.

Цели и задачи настоящего исследования не позволили обращаться к традиционным методам тектонического районирования. Это побудило автора разработать схему, основанную на комплексном региональном анализе тектонических, геодинамических и геофизических характеристик отдельных районов. Следует отметить, что при таком подходе каждого исследователя подстерегают весьма существенные сложности. Дело в том что геодинамическая характеристика всех районов изменялась со времени и, если следовать одному геодинамическому признаку, то он отразит лишь современное состояние (обстановку), а по временным срезам положение будет радикально меняться. Это вынудило автора положить в основу районирования структурные признаки первого порядка, такие, как строение земной коры (рис. 2), и суммарную геодинамическую характеристику мезозойско-кайнозойских образований в их конкретном тектоническом выражении. Все это отражает не только сумму наших конкретных знаний, но и определенную интерпретацию в рамках теории тектоники литосферных плит.

По специфическим особенностям строения в Карибском регионе можно выделить следующие типы областей, подразделяемых на районы (рис. 3).

1. Стабильные домезозойские области:

1) без мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (Гвианский щит);
2) с ненарушенным мезозойско-кайнозойским чехлом (Флоридо-Багамский, Галф-Кост, Восточно-Мексиканский, Кампече-Юкатанский и Оринокско-Гвианский районы).

2. Области с домезозойским складчатым основанием и дислоцированными амагматичными мезозойско-кайнозойскими образованиями (Восточная Сьерра-Мадре, включая Мексиканское Высокое плато, Восточная Кордильера Колумбии, Сьерра-де-Мерида, Сьерра-де-Периха, Серрания-дель-Интериор).



Рис. 2. Схематическая карта мощностей (в км) земной коры Карибского региона [128]

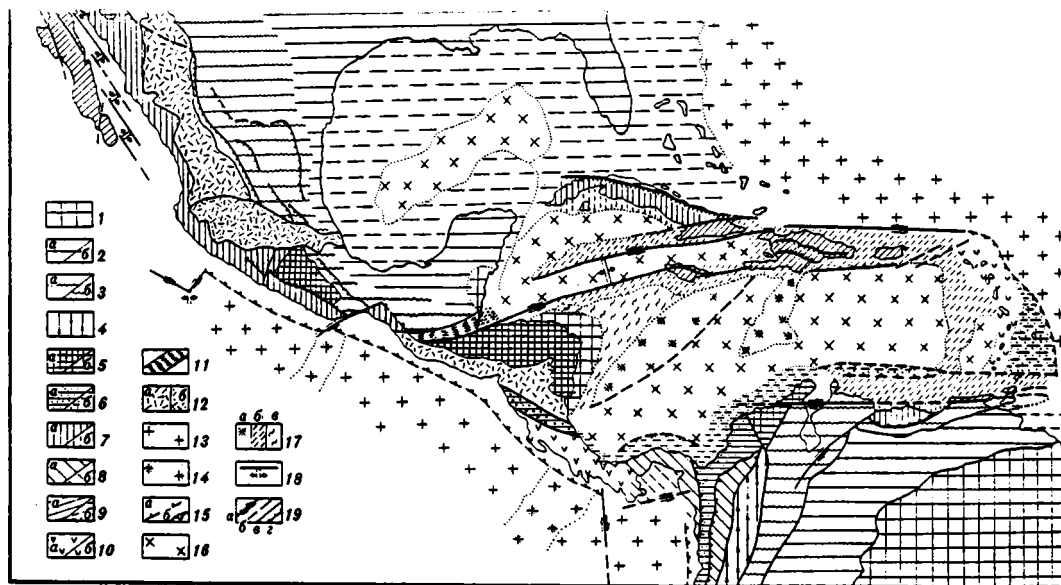


Рис. 3. Тектоническая схема Карибского региона

1, 2 — стабильные домезозойские области: 1 — без мезозойско-кайнозойского чехла, 2 — с ненарушенным мезозойско-кайнозойским чехлом (а — над, б — под уровнем моря); 3, 4 — области с домезозойским складчатым основанием: 3 — с дислоцированными амагматичными мезозойско-кайнозойскими образованиями (а — над, б — под уровнем моря), 4 — с дислоцированными осадочными и вулканогенными мезозойско-кайнозойскими комплексами; 5 — аккрецированные чужеродные континентальные блоки (а — над, б — под уровнем моря); 6 — осадочные мезозойско-кайнозойские комплексы на океанической коре, в том числе аккреционные призмы (а — над, б — под уровнем моря); 7 — аллохтонные мезозойско-кайнозойские складчато-покровные области, частично или полностью надвинутые на континентальное основание (а — над, б — под уровнем моря); 8 — области мезозойско-кайнозойских складчато-покровных комплексов на океанической коре, причлененные к континенту (а — над, б — под уровнем моря); 9 — области мезозойских и кайнозойских складчато-покровных комплексов на океанической коре (а — над, б — под уровнем моря); 10 — современные вулканические дуги на океанической коре (а — над, б — под уровнем моря); 11 — коллизионные зоны; 12 — наложенные окраинно-континентальные вулканические пояса (а — эоцен-олигоценные, б — плиоцен-четвертичные); 13 — океанические котловины; 14 — океанические поднятия; 15 — современные зоны субдукции (а) и тектонические швы по зонам палеосубдукции (б); 16 — котловины малых океанических бассейнов; 17 — поднятия в малых океанических бассейнах (а — океанической, б — островодужной, в — неизвестной и смешанной природы); 18 — спрединговые зоны и трансформные раз-

3. Области с домезозойским складчатым основанием и дислоцированными осадочными и вулканогенными комплексами (район Центральной Кордильеры Колумбии).

4. Аккретированные чужеродные континентальные блоки (Северная Центральная Америка, массив Санта-Марта, полуострова Гуахира и Парагуана, массивы Микстека и Оахака Мексики).

5. Аллохтонные мезозойско-кайнозойские складчато-покровные области, частично или полностью надвинутые на континентальное основание (Западная Сьерра-Мадре, Подветренные Малые Антиллы, Береговые хребты Венесуэлы, Куба).

6. Области мезозойских и кайнозойских складчато-покровных комплексов на океанической коре, причлененные к континенту (Западная Кордильера Колумбии, Серрания-де-Баудо, Прикарибские впадины Колумбии).

7. Области мезозойско-кайнозойских складчато-покровных комплексов на океанической коре (Гаити, Пуэрто-Рико, Ямайка).

8. Современные вулканические дуги на океанической коре (дуга Малых Антилл, Панамско-Коста-Риканская дуга).

9. Коллизионные зоны (зона Полочик–Хокотан-Чемелекон).

10. Малые океанические бассейны и структуры иного генезиса внутри них: Карибские глуководные впадины (Мексиканская, Юкатанская, Кайман, Колумбийская, Венесуэльская, Гренада), вулканические подводные поднятия (Беата), подводные поднятия островодужной природы (Кайманское, Авес, Ямайское), полигенные подводные поднятия (Никарагуанское), поднятия аккреционных призм (Кюрасао, Северо-Панамское), глубоководные желоба (Муэртос, Кюрасао).

11. Океанические пространства: ложе Атлантического и Тихого океана, глубоководные желобы (Пуэрто-Риканский, Центрально-Американский), вулканические океанические поднятия (Кокос, Панамское, Теуантепек), поднятия выдвинутых аккреционных призм (Барбадосское).

ОБЛАСТИ С ДОМЕЗОЗОЙСКИМ СКЛАДЧАТЫМ ОСНОВАНИЕМ И НЕНАРУШЕННЫМ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИМ ОСАДОЧНЫМ ЧЕХЛОМ

Области подобного рода хорошо известны по северному и южному обрамлению Карибского региона. На севере это самые южные части Северо-Американского континента вместе с его погруженным шельфом, а на юге – обширные северные Льяносы Южной Америки, подходящие к Карибским хребтам Венесуэлы, к Сьерра-де-Мерида и Колумбийским Андам. В составе северной стабильной области можно выделить четыре района, отчетливо различающиеся по особенностям строения, – это Флоридо-Багамский, Галф-Кост, Восточно-Мексиканский и Кампече-Юкатанский.

Флоридо-Багамский район охватывает с запада п-ов Флорида, обширные шельфовые с островами и слабо погруженные области (до глубин около 1500 м), с востока – плато Блейк и Малую Багамскую банку и с юга и юго-востока, – Большую Багамскую банку, Багамское плато и уз-

кую полосу вдоль северного берега Центральной Кубы вместе с прилегающими островами. На поверхность суши во Флориде выходят лишь слабо нарушенные отложения неогена и верхнего палеогена. О глубинном строении этого обширного района позволяют судить данные бурения и геофизики [184, 226]. По этим данным большая часть пород складчатого основания представлена различными метаморфическими породами и гранитоидами панафриканского цикла, перекрытыми слабодеформированными нижнепалеозойскими отложениями. Обычно на этом основании залегают и нижнемезозойские породы. Это триасовые красноцветы с диабазовыми дайками и силлами и раннеюрские вулканиты и вулканогенно-обломочные породы. Этот типичный "грабенный" комплекс, широко распространенный также в Центральной и Южной Америке, обычно рассматривается как рифтовый. Триасово-юрский комплекс перекрыт верхнеюрской эвапорит-карбонатной толщей, выклинивающейся на склонах поднятий. Позднеюрские отложения перекрываются толщей мелководных известняков и иногда доломитов нижнего мела. Разрез наращивается верхнемеловой карбонатной фациально более разнообразной толщей (600–800 м). Палеогеновые и неогеновые осадки представлены только карбонатными фациями как пелагическими, так и мелководными (500–100 м).

К югу от Флориды, в пределах собственно Багамского шельфа, на островах Андрос и Кайо-Саль скважинами вскрыт эвапорит-карбонатный разрез меловых (2200 и более 4000 м) и третичных карбонатных отложений (2000 и 1300 м), в целом аналогичный известному на полуострове.

Еще южнее, в пределах Северной Кубы, вдоль разрывной границы с иной тектонической областью по данным наземных исследований и глубокого бурения различаются два типа разреза мезозойско-кайнозойских отложений.

Первый тип (Ремедиос, "зона Ремедиос") известен по результатам параметрического бурения скважин Кайо-Франсес, Кайо-Фрагосо, Кайо-Коко и др. Нижняя часть этого разреза (по скважинам) сложена толщей доломитов и ангидритов с прослоями известняков, возраст которых считался титон-готеривским. Разрез наращивается неритовыми, а в районе Кайо-Коко мелководными, главным образом карбонатными отложениями альба-маастрихта. Как будто согласно выше залегают карбонатные породы палеогена, в которых отмечается незначительное несогласие в основании нижнего-среднего эоцена. Заметное угловое несогласие приурочено к подошве отложений верхнего эоцена. С ним связано изменение типа осадконакопления, отмеченное появлением и преобладанием обломочного материала (конгломераты, песчаники). Выше согласно располагаются снова преимущественно карбонатные отложения верхов палеогена и неогена. Мощность толщ до предверхнеэоценового несогласия составляет 4–5 тыс. м, а более молодых отложений – порядка 1000 м.

Сравнение разреза типа Ремедиос с разрезами по скважинам в пределах Флоридо-Багамской плиты с учетом современных материалов, показывают в целом весьма большое их сходство и убеждают в том, что эти

отложения были сформированы в пределах единого обширного карбонатного шельфа.

Второй тип разреза (Камахуани, зона Камахуани) стали выделять вслед за К. Дюкло и М. Вюанья (1962 г.) все исследователи, занимавшиеся крупными обобщениями [162, 57]. Слагающие разрез осадочные толщи распространены непосредственно южнее образований типа Ремедиос и отделены от них крупными разрывами. Известные на поверхности низы разреза относятся к титону и представлены известняками и вторичными доломитами (150–400 м). Выше отмечается непрерывная колонна отложений от берриаса до сеномана включительно, сложенная преимущественно глубоководными известняками, мергелистыми известняками с прослоями радиоляритов и кремней, которой свойственны относительно небольшие (800–1000 м) мощности. Считается, что отложения турона, коньяка, сантона и кампана в разрезе комплекса не известны. Однако данные по радиоляриям из силицитов верхней части разреза позволяют говорить о присутствии гуронских отложений и сделать предположение о том, что при детальных исследованиях могут быть обнаружены конденсированные части сенонского разреза. Более высокие горизонты представлены маастрихтскими обломочными известняками, залегающими несогласно на более древних отложениях, и характеризуют уже иные условия осадконакопления. Следует отметить, что как в скважинах глубоководного бурения (скв. 535, 540), расположенных в горловине Мексиканского залива в 100 км от побережья Западной Кубы, где вскрыт разрез, сопоставляемый с разрезом типа Камахуани, так и, судя по интерпретации сеймо-стратиграфических профилей, постсеноманские отложения характеризуются перерывами, конденсированными частями разрезов и прерывистостью сейсмических горизонтов.

Район Галф-Кост расположен на северном побережье Мексиканского залива с прилегающим шельфом (ширина 120–260 км) и пологим континентальным склоном (150–250 км). На севере Техаса и Луизианы мезозойские и третичные осадки перекрывают структуры палеозойской складчатой системы Уачита. В прибрежной зоне складчатый фундамент уже не достижим для бурения. Характерно широкое развитие на всей площади солянокупольных структур. Большинство скважин глубоководного бурения в пределах континентального склона (скв. 114, 15а, 123, 59а, 80, 26, 33, 31, 40, 19е) под чехлом третичных и, иногда, маломощных верхнемеловых отложений вскрыли соли и ангидриты. Общая мощность мезозойских и кайнозойских отложений здесь, по данным геофизики, достигает 16 км, в связи с чем эта область издавна именовалась "геосинклиналью Галф-Кост".

Восточно-Мексиканский район охватывает восточную прибрежную равнину Мексики, шельф и континентальный склон Мексиканского залива южнее 24° с.ш. С запада он ограничивается складчатыми структурами Восточной Сьерры-Мадре, а с востока примыкает к дну глубоководной котловины Сигсби Мексиканского залива. Судя по выходам в пределах соседней Восточной Сьерры-Мадре, палеозойский фундамент подстилает

осадочные мезозойско-кайнозойские толщи Восточно-Мексиканского района [137]. По данным бурения и изучения толщ в прилегающем с запада бассейне Сабинас [124, 137], разрез осадочной колонны начинается гипсами, известняками оксфорда–келловея и терригенными породами киммериджа–портланда, которые вверх по разрезу переходят в пелагическую нижнемеловую толщу. Отложения верхнего мела и палеогена представлены тонкими терригенными осадками флишеидного облика. Наиболее характерной чертой выделяемого района является присутствие меридионально ориентированной системы симметричных складок вдоль всего континентального склона, отчетливо прослеживаемых на расстоянии более 400 км.

Кампече-Юкатанский район охватывает весь п-ов Юкатан и обширный, примыкающий с запада и севера шельф (банка Кампече). Он граничит на юге с мезозойско-кайнозойскими складчатыми комплексами района Чиапас, с запада круто обрывается в глубоководную впадину Сигсби Мексиканского залива, на севере также довольно резко, но ступенями, опускается в относительно глубоководную часть "горловины" Мексиканского залива, а на востоке – в Юкатанскую впадину. На крайнем юго-востоке п-ова Юкатан относительно небольшую территорию занимают выходящие на поверхность палеозойские складчатые комплексы Белиза. Вся остальная часть суши сложена очень слабо деформированными палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными осадочными породами. Глубинное строение этого района известно по данным бурения.

На палеозойском складчатом основании залегают континентальные красноцветы триасово-юрской формации Тодос Сантос. На красноцветах располагается мощная ниже-среднемеловая толща эвапоритов, надстраиваемая верхнемеловыми и третичными преимущественно карбонатными отложениями. Лишь на севере, в районе гравитационного максимума, бурением обнаружено поле (100×70 км) развития поздне меловых андезитов мощностью до 700–800 м.

Ориноско-Гвианский район занимает протяженную (около 1000 км) полосу дугообразной формы от устья р. Ориноко вдоль ее левобережья и в целом совпадает с территорией так называемых Венесуэльских и Колумбийских Льяносов. На юге и юго-востоке этот район ограничивается выходами на поверхность докембрийских образований Гвианского щита, на севере – смятыми мел-палеогеновыми осадочными отложениями Серрании-дель-Интеритор, а далее к западу и югу – резко поднятыми блоками Сьерры-де-Мерида и Восточной Кордильеры Колумбии. По данным бурения и геофизики весь этот район сложен слабо деформированным мелом и третичным осадочным чехлом, залегающим на докембрийских или палеозойских породах. Кровля фундамента осадочных толщ погружается к северу и северо-западу, однако в центральной части района имеется существенное поднятие складчатого основания с выходом его пород на поверхность (свод Эль-Бауль).

В пределах Льяносов, в так называемом грабене Эспино, бурением обнаружены юрские обломочные породы с отдельными потоками базальтов, абсолютный возраст которых 162 млн лет. Интерпретация данных

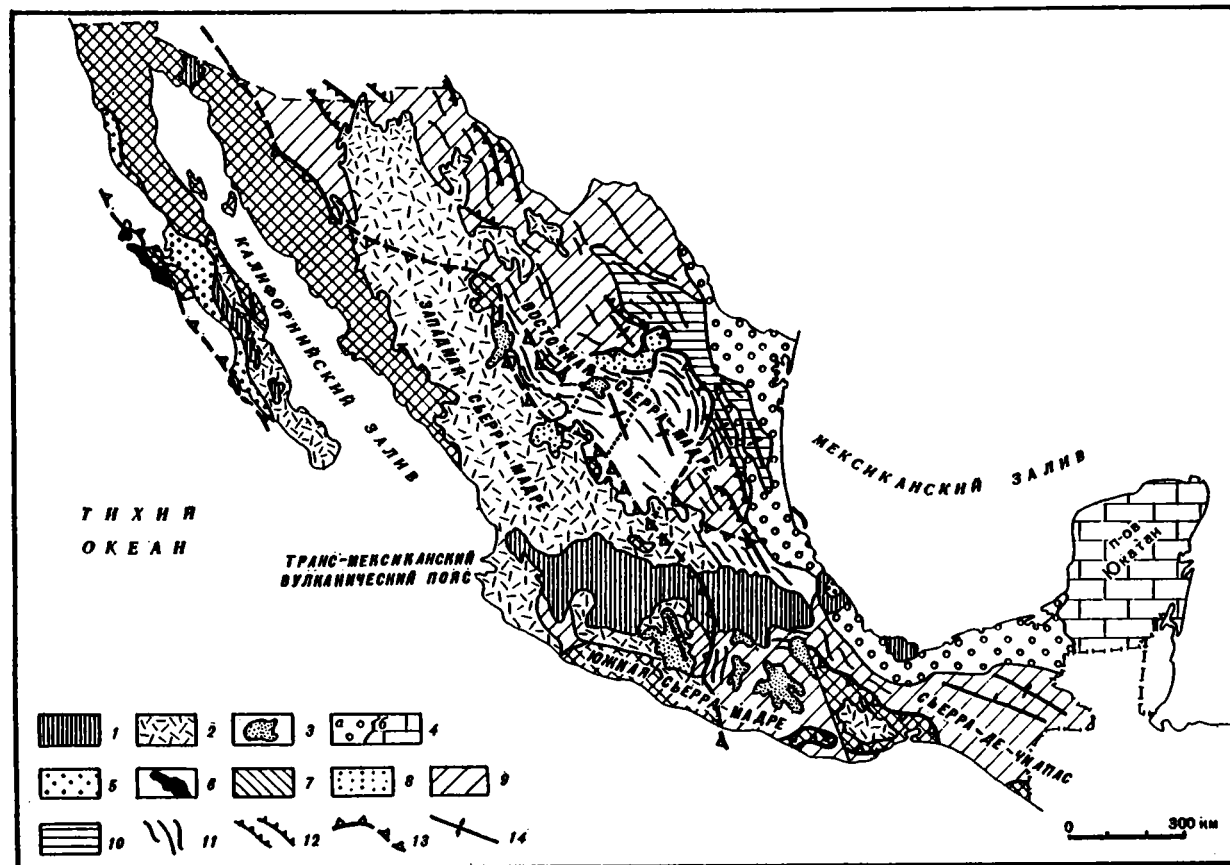
аэромагнитной съемки позволяет предполагать продолжение этой ранне-мезозойской грабеновой структуры более чем на 600 км к юго-западу в пределы Колумбии. Вполне вероятно, что возникновение этого грабена явилось отражением процессов раннемезозойского рифтообразования.

Некоторые выводы. Несмотря на определенные различия в строении районов описываемой области, развитие в них мезозойско-кайнозойские отложения в основном образуют две группы структурно-вещественных комплексов, отвечающих определенным геодинамическим обстановкам. Первая группа может быть определена как рифтовая. В нее входят комплекс юрских красноцветов и контрастных вулканитов "грабеновых фаций" и комплекс эвапоритов, характерный для начальных этапов рифтинга. Вторая группа комплексов объединяет меловые и кайнозойские отложения, литолого-фациальные особенности которых отражают их формирование преимущественно на пассивных континентальных окраинах и в примыкающих внутриплитных эпиконтинентальных бассейнах. При этом в таких районах как Флорида-Багамский, Галф-Кост и Восточно-Мексиканский для меловых и кайнозойских отложений обычен переход от шельфовых и неритовых отложений к батинальным и пелагическим по направлению к Атлантическому океану и глубоководной впадине Сигсби. В Оринокско-Гвианском районе, хотя и происходит некоторая смена мелководной фации относительно более глубоководными, однако, в большинстве случаев они остаются неритовыми.

Кроме рифтовой группы и комплексов пассивных континентальных окраин и внутриплитных бассейнов, лишь в Кампече-Юкатанском районе встречаются образования, которые без сомнения, представляют собой комплекс иной генетической природы, сформированный в иной геодинамической обстановке. Речь идет о среднемеловой толще андезитов, известной по результатам бурения и геофизическим материалам на севере Юкатана. Как мощности, так и площадное распространение этих вулканитов позволяют рассматривать их как комплекс меловой вулканической дуги. Судя по мощности земной коры на полуострове Юкатан и наличию палеозойского складчатого основания, характер этой вулканической дуги может рассматриваться как энсиалический.

ОБЛАСТИ С ДОМЕЗОЗОЙСКИМ СКЛАДЧАТЫМ ОСНОВАНИЕМ И ДИСЛОЦИРОВАННЫМ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИМ ОСАДОЧНЫМ ЧЕХЛОМ

В эту группу объединены районы, характеризующиеся континентальным типом земной коры, выходами докембрийского и палеозойского или только палеозойского складчатого основания, перекрытого дислоцированными толщами мезозойского и кайнозойского возраста. Примечательно, что в этих районах отсутствуют какие-либо проявления мезозойского и кайнозойского регионального метаморфизма и магматизма. В данную группу включаются следующие районы: Восточная Сьерра-Мадре Мексики с ее южным и юго-восточным (Сьерра-де-Чиapas) продолжениями и Высоким плато, Восточная Кордильера Колумбии, Сьерра-де-Мерида, Сьерра-де-Периха и Серрания-дель-Интериор Венесуэлы.



Район Восточной Сьерры-Мадре (рис. 4) протягивается от Рио-Гранде на севере до Трансмексиканского вулканического пояса на юге и далее к югу, как бы раздваиваясь, продолжается в аналогичных структурах Южной Сьерры-Мадре и Сьерры-де-Чиapas. В составе осадочных толщ основную роль играют мезозойские отложения, а маломощные кайнозойские выполняют отдельные впадины. В целом мезозойские разрезы достаточно сходны и различаются в основном по мощностям. На складчатом основании залегают оксфордские эвапориты и известняки, терригенные породы киммериджа—портланда, а выше — пелагические мергелистые известняки нижнего и нижней половины верхнего мела (до сантона). Остальная же часть разреза верхнего мела и низов палеоцена представлена глинистым или песчано-глинистым флишем.

Юго-восточнее Трансмексиканского пояса в основании разреза часто присутствует толща континентальных красноцветов формации Тодос Сантос. На поднятии Чиapas морские отложения представлены лишь апт-альбскими рудистовыми известняками и доломитами.

Наибольшие мощности позднемезозойских отложений при их пелагическом (для мела) характере накапливались в пределах Восточной Сьерры-Мадре, т.е. со стороны Мексиканского залива, образуя два крупных вытянутых бассейна северо-западного простирания. Эти бассейны имели континентальное основание и, по-видимому, не сообщались с Тихим океаном.

Структурные особенности Восточной Сьерры-Мадре обусловлены прежде всего деформацией мезозойских толщ в раннем палеоцене, создавшей основные структурные формы этого района (рис. 5). Анализ разрывных и складчатых структур, проведенный У. Кампа для всей Восточной Мексики, показал необходимость выделения протяженного Мексиканского надвигового пояса, аналогичного надвиговому поясу Северо-Американских Кордильер [124].

Однако к востоку от перешейка Теуантепек в пределах Сьерры-де-Чиapas отложения палеоцена залегают согласно на верхнемеловых и возраст основной складчатости датируется средним миоценом. К востоку от Теуантепекского перешейка, т.е. в Сьерре-де-Чиapas, отсутствует олигоцен-миоценовый наземный вулканический пояс, протягивающийся через всю остальную часть Мексики. Все эти факты, вероятно, подтверждают рифтогенную природу перешейка Теуантепек, в определенной мере

Рис. 4. Геолого-структурная схема Мексики [137]

1 — плиоцен-четвертичные андезит-базальты Транс-Мексиканского вулканического пояса; 2 — олигоцен-миоценовый андезит-игнимбритовый пояс; 3 — континентальные молассы эоцена—нижнего миоцена; 4 — кайнозойские толщи прибрежных районов (а — терригенные, б — карбонатные); 5—7 — Западно-Кордильерская область: 5 — молассы позднего мела, 6 — офиолитовый комплекс позднего триаса—поздней юры, 7 — триас-раннемеловая вулканогенно-обломочная группа с лейас-оксфордским, раннемеловым и келловей-титонским комплексами на северо-востоке Мексики; 8—10 — Восточная область: 8 — бассейны Высоких хребтов и Центрального Высокого плато, 9 — поднятия "платформы" Коауила и Сан-Луис-Потоси, 10 — бассейн Сабинас; 11 — простирание ларамийских структур; 12 — локальные надвиги; 13 — фронт тектонических покровов; 14 — оси штамповых складок



Рис. 5. Схематический профиль через Восточную Сьерра-Мадре [137]

1 — кайнозойская прибрежная равнина; 2 — олигоцен-миоценовые андезиты и игнимбриты; 3 — континентальные молассы эоцена—миоцена; 4 — верхнемеловой флиш; 5—7 — известняки: 5 — юрско-меловые пелагические, 6 — нижнемеловые рудистовые, 7 — шельфовые; 8, 9 — гнейсы; 8 — нижнемеловые, 9 — келловей-оксфордские; 10 — доюрское основание

отражающуюся, возможно, и в характере современной сейсмичности (рис. 6).

Район Восточной Кордильеры Колумбии расположен между впадиной р. Магдалена на западе и равнинами Льяносов на востоке. На севере он сопрягается со Сьеррой-де-Мерида и со Сьеррой-де-Периха, между которыми располагается впадина Маракайбо. Восточная Кордильера Колумбии, Сьерра-де-Периха и Сьерра-де-Мерида в мезозое и кайнозое характеризовались сходным стилем развития. Основанием для мезозойских и кайнозойских толщ служат метаморфические породы докембрия и палеозойские складчатые комплексы. Нижний мезозойский комплекс во всех трех районах представлен толщей континентальных красноцветов. Возраст континентальных красноцветов, ранее считавшийся триасово-юрским, в последние годы по данным радиологических определений возраста вулканитов, растительных остатков и стратиграфическим соображениям определяется как юрский.

Верхний мезозойский комплекс представлен морскими отложениями мелового возраста. Наиболее широко они распространены в Восточной Кордильере, где в крупных прогибах Богота и Аркабуко накопились до 3000—6000 м преимущественно тонкообломочных отложений. В Сьерре-де-Мерида и Сьерре-де-Периха меловые отложения имеют меньшую мощность и сложены как терригенными, так и карбонатными породами. Для всей указанной площади исключительно характерно полное отсутствие каких-либо проявлений магматической деятельности.

Палеогеновые отложения, залегающие несогласно на меловых, резко отличаются от подстилающих по типу осадконакопления — это континентальные образования, приуроченные к отдельным впадинам. Складчатые формы в пределах нижнего мезозойского комплекса более сложны, чем в верхнем; им свойственно большое количество мелких разрывов. Меловые отложения формируют простые и крупные линейные складки, иногда коробчатые. Основные размеры обычно ограничивают горные сооружения. Существенную роль в строении играют сдвиги Санта-Марта, Ока и Боконо.

Некоторые выводы. Сопоставление и анализ общего характера мезозойских разрезов охарактеризованной области показывают, что эти от-

ложения относятся к двум типам структурно-вещественных комплексов, аналогичным комплексам областей с недеформированным мезозойско-кайнозойским чехлом, т.е. к рифтовому юрского возраста и комплексу пассивных окраин и эпиконтинентальных бассейнов. Комплекс эпиконтинентальных бассейнов рассматриваемой области имеет относительно узкий стратиграфический объем, охватывая только позднеюрские и меловые отложения. Несогласно залегающие на дислоцированных мезозойских породах слабо нарушенные палеоген-неогеновые отложения могут считаться постколлизийными.

ОБЛАСТИ С ДОМЕЗОЗОЙСКИМ СКЛАДЧАТЫМ ОСНОВАНИЕМ, ДИСЛОЦИРОВАННЫМИ ОСАДОЧНЫМИ И ВУЛКАНОГЕННЫМИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

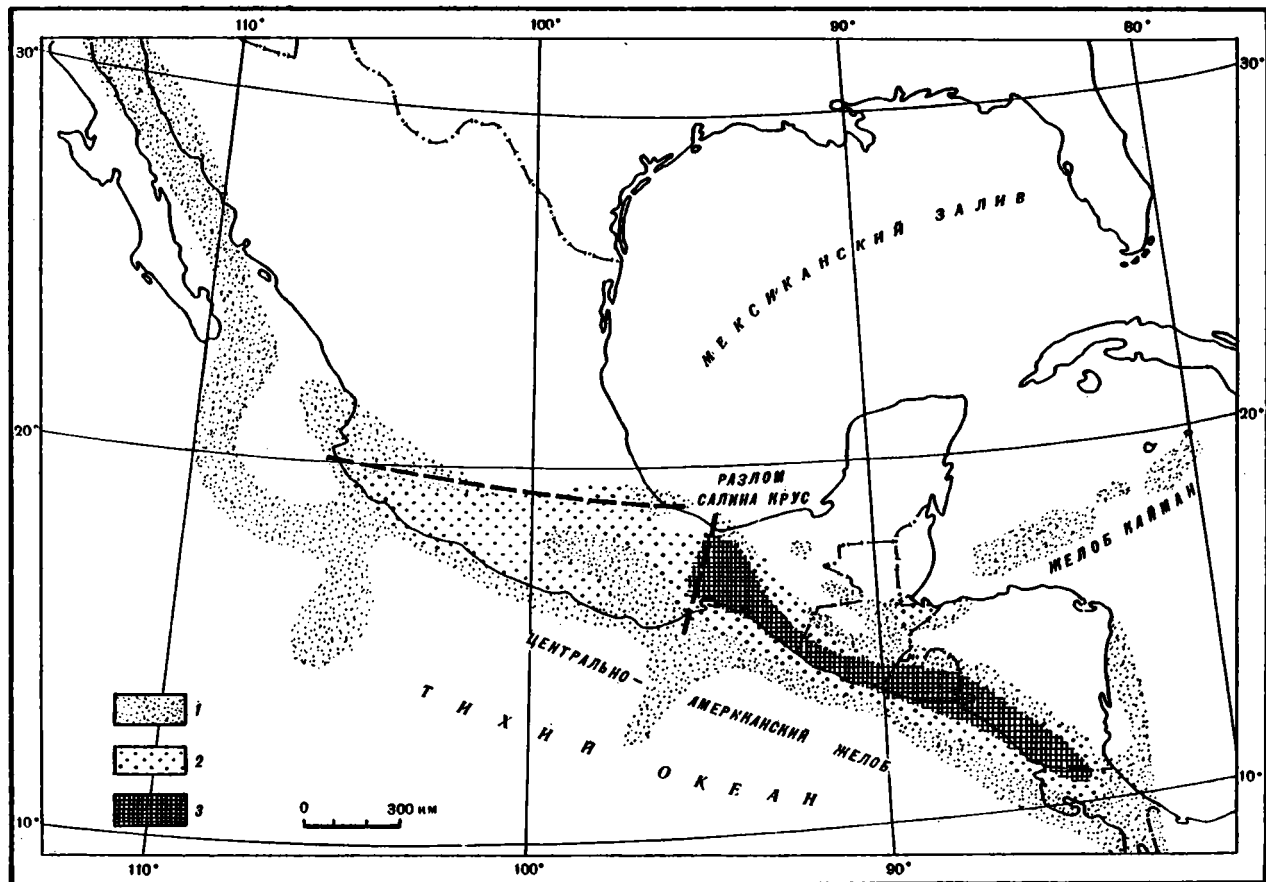
Центральная Кордильера Колумбии – единственный район, который можно отнести к этой области. Она, располагаясь к западу от Восточной, занимает междуречье Магдалены и Кауки, а на севере погружается под кайнозойские отложения равнины нижнего течения р. Магдалены. Центральная Кордильера характеризуется широкими площадями выходов домезозойского и палеозойского основания, перекрытого (особенно на восточных и западных склонах) мезозойскими и кайнозойскими породами. Соответственно различаются восточный и западный типы разреза. К осевой части Кордильеры приурочены достаточно крупные массивы гранитоидов мезозойского возраста.

Восточный тип разреза подразделяется на юрскую (триас-юрскую?) и меловую части. Юрская часть характеризуется сменой вверх по разрезу терригенных пород грубообломочными красноцветами с пачками кислых вулканитов и их туфов. Меловая часть разреза представлена морскими терригенными и карбонатными отложениями.

Западный тип разреза характеризуется нерасчлененной юрско-меловой толщей, нижнюю часть которой слагают разнообразные филлиты. В средней и верхней частях преобладают вулканиты. В центральной части Кордильеры известны несколько крупных массивов, сложенных кварцевыми диоритами, которые по абсолютному возрасту считаются верхне-меловыми [178]. Имеются также более мелкие массивы диоритов и кварцевых диоритов, для которых установлен ниже-среднеюрский возраст.

Так же как и в Восточной Кордильере, в рассматриваемом районе тип осадконакопления резко изменяется в палеогене, когда на дислоцированных породах мезозоя начинают отлагаться молассоидные толщи палеогена и неогена без примеси вулканогенного материала. Существенной особенностью Центральной Кордильеры является присутствие наложенного пояса андезитового вулканизма плиоцен-четвертичного возраста, начинающегося к югу от Медельина. Некоторые вулканы в пределах этого пояса действующие.

Дислоцированность мезозойских образований в пределах западного и восточного склонов Центральной Кордильеры заметно различается. В восточной части преобладают нормальные открытые складки, лишь



изредка запрокинутые на восток вблизи уступа, отделяющего Кордильеру от впадины р. Магдалены. На западном склоне, хотя еще и слабо изученном, складки вблизи границы с впадиной р. Каука в основном сжатые, опрокинутые на запад и часто разорванные падающими на восток надвигами. К востоку, ближе к центральным частям Кордильеры, складки в меловых отложениях обычно опрокинуты на восток и подорваны параллельными падающими на запад разрывами. Следует особо отметить, что к западному борту приурочены аллохтонные чешуи, сложенные серпентинизированными гипербазитами и меланжем, а также юрско-меловыми вулканитами океанической природы [128].

Большую роль в структуре Центральной Кордильеры играют протяженные сдвиги (Ромераль, Палестина, Сабаналарга и т.д.). Палеомагнитные данные по триасовым породам отмечают весьма существенные перемещения. Геологический анализ материалов по трансформному разлому Гуаякиль–Долорес и открытию бассейна Прогресо, как будто, подтверждают эти данные.

Некоторые выводы. Приведенное краткое описание геологии Центральной Кордильеры позволяет выявить несколько типов структурно-вещественных комплексов, отвечающих определенным геодинамическим обстановкам. Характер разреза мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части позволяет выявить полную аналогию с разрезом района Восточной Кордильеры, где также отчетливо выделяются юрский – рифтовый, меловой – внутримышечных бассейнов и кайнозойский – постколлизийный типы комплексов.

Юрско-меловые образования западного склона Центральной Кордильеры с их средними и основными вулканитами и меловыми гранитоидами в основном кварц-диоритового состава представляют группу комплексов, по-видимому, энсиалической вулканической дуги, располагавшейся, видимо, уже на краю Южно-Американской континентальной плиты. В пользу энсиалического характера дуги может свидетельствовать то, что вмещающими породами для меловых гранитоидных массивов служат докембрийские метаморфиты и палеозойские складчатые комплексы. Приуроченные к западному борту Кордильеры аллохтонные чешуи гипербазитов и вулканитов океанического типа, вероятно, представляют собой аккрецированный комплекс субдукционного меланжа.

Не вызывает сомнения, что плиоцен-четвертичные известково-щелочные вулканы формировались и формируются теперь на активной окраине Южно-Американского континента.

АККРЕТИРОВАННЫЕ ЧУЖЕРОДНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БЛОКИ

К данному подразделению отнесены районы, которые по своему строению, набору структурно-вещественных комплексов резко отличаются от смежных с ними областей, являющихся частями стабильных или подвижных зон Американских континентов, и отделяются от них коллизийными зонами, либо крупнейшими разломами, иногда маркируемыми телами

Рис. 6. Схема сейсмичности Мексики и Центральной Америки [235]

1–3 – глубина эпицентров землетрясений, км: 1 – 0–100, 2 – 100–200, 3 – 200–300

гипербазитов. В соответствии с этим определением к подобным районам отнесены: северная часть Центральной Америки, массивы Микстека и Оахака юго-западной Мексики, горный массив Санта-Марта и полуострова Гуахира и Парагуана, расположенные на Карибском побережье Южной Америки.

Район Северной Центральной Америки приблизительно от границы Гватемалы и Гондураса или к югу от разломов Мотагуа и Хокотан-Чамелекон и до северной границы депрессии озер Манагуа и Никарагуа обычно рассматривается как самостоятельный район, именуемый "блоком Шортис". Именно он вместе с Панамско-Коста-Риканской дугой отделяет Карибское море от Тихого океана. На юго-западе блок Шортис по крутой ступени граничит с Центрально-Американским глубоководным желобом, а на северо-западе в его состав входит довольно широкий рельеф, имеющий форму усеченного на северо-востоке треугольника, который далее переходит в подводное Никарагуанское поднятие, разделяющее Колумбийскую глубоководную котловину и трог Кайман. Границу блока Шортис с расположенной к юго-востоку южной частью Центральной Америки следует проводить по северному ограничению депрессии (грабена) озер Манагуа и Никарагуа. Кроме различия в геологическом строении поверхности существует коренное различие и в глубинной структуре этих районов — блок Шортис обладает континентальной корой, а для юга Центральной Америки характерен "океанический" тип строения коры [126].

На севере Центрально-Американский блок отделяется от структур Мексики очень сложно построенной коллизионной зоной, расположенной в основном в пределах Гватемалы и Северо-Восточного Гондураса. Эта зона ограничивается разломами Полочик и Хокотан-Чемелекон.

Основанием для мезозойско-кайнозойских образований служат метаморфические и интрузивные породы палеозоя. По своему составу и строению они не сопоставляются ни с палеозойскими породами Гватемалы, ни с породами южной Мексики [253]. Многие исследователи считают этот палеозойский блок перемещенным [168].

Нижнюю часть мезозойского разреза составляет сильно дислоцированная толща тонкозернистых песчаников, алевролитов, с редкими линзами конгломератов (формация Эль-План), которая относится скорее всего к нижней-средней юре. Она несогласно перекрывается немymi континентальными песчаниками и алевролитами (верхняя юра?), наращиваемыми континентальными породами, датированными от неокома до сеномана (группа Йохоя) [253]. По палеомагнитным данным В. Гозе и Д. Шварц (1977 г.) считают юрско-меловые породы принадлежащими иной литосферной плите, нежели отложения юга Гватемалы.

Около 60% площади Северной Центральной Америки заняты наложенными покровами кайнозойских вулканитов (рис. 7), сформированными уже после причленения блока. Наиболее древняя серия (Матагальпа) представлена основными и средними вулканитами и их пирокластами, датированными от эоцена до раннего миоцена. Вторая серия сложена кислыми игнимбритами и в основном перекрывает нижнюю, хотя в отдельных районах ее низы фациально замещают верхние части разреза

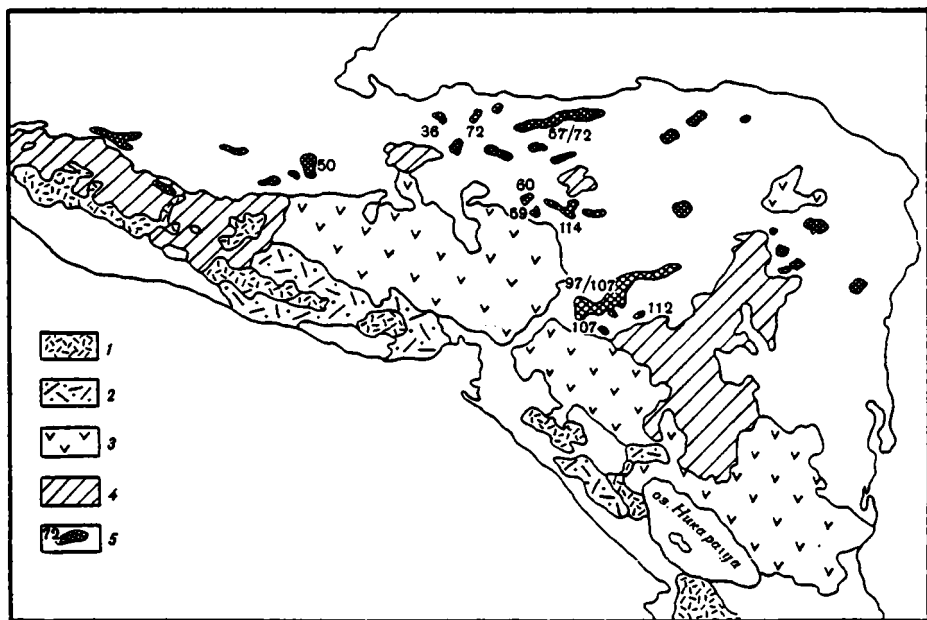


Рис. 7. Размещение вулканитов и плутонов в Северной Центральной Америке [253]

1–4 – вулканиты: 1 – плейстоцена–голоцена, 2 – плиоцена–плейстоцена, 3 – миоцена–плиоцена, 4 – эоцена–олигоцена; 5 – гранитоидные плутоны и их абсолютный возраст, млн лет

серии Матагальпа [253]. По возрасту игнимбриты относятся к позднему миоцену–плиоцену. Плиоцен–плейстоценовые и голоценовые базальты и андезиты протягиваются вдоль Тихоокеанского побережья и местами венчаются современными активными вулканами.

Наиболее дискуссионен вопрос о природе игнимбритов, которые, по данным Х. Уильямса и А. Мак-Бирнея (цит. по: [253]), характеризуются довольно широким разбросом значений отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7035–0,7175). Поэтому эти исследователи рассматривают часть из них (с отношением ниже 0,705) как известково-щелочные породы за счет мантийного источника, а другие (с отношением выше 0,705) – как породы за счет расплавов, ассимилировавших коровый материал, либо даже как продукты анатексиса. Так или иначе, но громадный объем игнимбритов ставит еще один очень серьезный вопрос о природе столь грандиозного явления. С кайнозойскими вулканическими породами связана еще одна интересная проблема, состоящая в том, что возрастной порядок распространения вулканических покровов от более древних к более молодым противоположен тому, что следовало бы ожидать при аналогичном современному направлению субдукции со стороны Тихого океана [253].

Интересной особенностью Северной Центральной Америки является наличие мезозойско-кайнозойских гранитоидных интрузий преимущест-

венно известково-щелочного ряда при практическом отсутствии близких по возрасту вулканических толщ. По возрасту гранитоидные интрузии разделяются на три группы. Наиболее древняя меловая группа характеризуется тремя пиками значений абсолютного возраста, приуроченных к 114–107, 90–80 и около 70 млн лет; раннепалеогеновая группа объединяет интрузии с возрастом 65–55 млн лет [253]. Если меловые интрузии, по всей вероятности, связаны с процессами субдукции, то раннепалеогеновые и, возможно, также финально-меловые (около 70 млн лет) могут быть отнесены к группе коллизионных, учитывая их близость к зоне столкновения Полочик–Мотагуа.

Складчатые дислокации в мезозойских толщах умеренные, причем отсутствует четко выраженная однонаправленность складчатых структур – в равной степени отмечаются как северо-западные, так и северо-восточные простирания осей складок.

Район массива Санта-Марта (Сьерра-Невада-де-Санта-Марта) расположен на самом севере Андийского пояса, частично выходя на побережье Карибского моря. Он представляет собой высоко поднятый блок треугольной формы, отделенный от всех остальных сооружений впадинами, частично маркирующими ограничивающие его разломы. С севера это впадина между п-овом Гуахира и массивом, по которому проходит крупный правосторонний сдвиг Ока, с запада – впадина нижней Магдалены и протяженный левосторонний сдвиг Санта-Марта-Букараманга, а с юго-востока – разлом Сесар, с которым совпадает долина одноименной реки.

Основанием для мезозойского разреза служат докембрийские гранулиты и метаосадочные породы верхнего палеозоя, перекрытые позднепермско-раннетриасовыми образованиями. Несогласно на них залегает мощная юрско-меловая толща, начинающаяся туфами кератофиров и спилитизированных базальтов, сменяемых туфогенными породами и вулканитами дацитового и риолитового состава. В юго-восточной части массива распространены меловые карбонатно-глинистые отложения, не содержащие вулканического материала. Они вверх по разрезу надстраиваются палеоцен-эоценовыми паралическими осадками. В массиве Санта-Марта, кроме отмеченных вулканитов, широким развитием пользуются разновозрастные гранитоидные интрузии, датируемые средним триасом, средней юрой, средним и поздним мелом, а также эоценом. Они являются известково-щелочными по своему характеру, однако детальных исследований их петролого-геохимической специализации не проводилось. В северо-западной части массива располагается так называемый метаморфический пояс Санта-Марта, представленный породами, метаморфизованными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. При этом считается, что более глубоко метаморфизованные породы испытали преобразование в поздней юре, а менее метаморфизованные – в позднем мелу. Весьма знаменательным является также приуроченность к поясу Санта-Марта тектонических чешуй серпентинизированных гарцбургитов, свидетельствующих о том, что история развития массива в мезозое была весьма сложной. Присутствие эоценовых гранитоидных плутонов и метаморфитов мезозоя отличает массив Санта-Марта от Центральной Кордильеры.

Район полуостровов Гуахира и Парагуана расположен к северу от массива Санта-Марта за впадиной, выполненной третичными отложениями. Блок п-ова Гуахира как по строению палеозойского складчатого основания, присутствию докембрийских пород, так и по характеру развитых там мезозойских образований, включая мезозойские гранитоиды, метаморфические породы и тектонические клинья серпентинитов, весьма похож на массив Санта-Марта.

По данным Е. Кейза и В. Макдональда, мощность земной коры в районе массива Санта-Марта составляет 15–20 км, а на п-ове Гуахира около 25 км; в обоих случаях эти блоки не находятся в состоянии изостатического равновесия. Тип коры в пределах массива считается континентальным, хотя мощность заметно понижена. На п-ове Гуахира вопрос о типе земной коры остается неясным, так как имеющиеся данные позволяют интерпретировать ее и как континентальную, и как "океаническую" [127].

Уже достаточно давно известно, что геологические особенности массива Санта-Марта и полуостровов Гуахира и Парагуана не позволяют считать их продолжением к северу ни одной из известных морфоструктур — ни Восточной или Центральной Кордильер Колумбии, ни Сьерры-де-Мерида, ни Карибских хребтов Венесуэлы. Столь резко выраженные отличия геологии этих районов от строения непосредственно примыкающих к ним морфоструктурных единиц делают весьма обоснованным предположения о том, что в структуре северных окраин Южно-Американского континента они представляют собой крупные экзотические блоки.

Район массивов Микстека и Оахака расположен на юге Западной Мексики. Это крупные блоки метаморфических палеозойских и докембрийских пород, перекрытые нижнемеловыми известняками и красноцветами, совершенно не свойственными разрезам юго-западной Мексики. Характерные же для последних вулканические толщи позднего мезозоя либо тектонически перекрывают части этих массивов, либо имеют с ними другие тектонические взаимоотношения. Эти массивы, видимо, справедливо рассматриваются в последние годы как чужеродные аккрецированные блоки, в том числе на основании палеомагнитных данных [124, 166, 167].

Некоторые выводы. Выделенные районы, как это следует из краткого описания, весьма различны по своему строению. Их объединение в одном подразделении диктуется прежде всего тем, что они являются чужеродными по отношению к районам, принадлежащим плитам Северной и Южной Америк.

Триас-юрские красноцветы массива Санта-Марта и п-ова Гуахира по возрасту и характеру как будто соответствуют широко развитым рифтовым комплексам Северной и Южной Америк. Подобные комплексы отсутствуют в массивах Микстека и Оахака. В Северной Центральной Америке характер ниже-среднеюрских отложений (формация Эль-План) более всего соответствует краевой части неизвестного внутриплитного континентального бассейна, либо пассивной окраине. Формации, которые в целом могли бы быть сопоставлены с рифтогенными, несогласно пере-

крывают ранне-среднеюрские и, скорее всего, отвечают поздней юре. Несмотря на отсутствие на севере Центральной Америки меловых вулканитов, эту область в это время следует рассматривать как активную окраину, поскольку в ней известны пояса известково-щелочных гранитоидов. Принципиально сходная геодинамическая обстановка сохранилась и в третичное время, о чем свидетельствуют обширные поля вулканитов. Породы комплекса энсиалической вулканической дуги мелового возраста присутствуют и в массиве Санта-Марта и на п-ове Гуахира, где кроме этого отмечаются и сильно тектонизированные аккреционные образования (чешуи гипербазитов, флишевых отложений, метаморфитов высокого давления и т.д.). Особо следует отметить палеогеновый магматизм в массиве Санта-Марта, что существенно отличает его от Центральной и Западной Кордильеры Колумбии.

**АЛЛОХТОННЫЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ
СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫЕ ОБЛАСТИ,
ЧАСТИЧНО ИЛИ ПОЛНОСТЬЮ НАДВИНУТЫЕ
НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ ОСНОВАНИЕ**

К данному подразделению отнесены три района. Один из них (Западная Сьерра-Мадре и часть Южной Сьерры-Мадре) является частью складчатого обрамления Тихого океана, два других (Куба и Карибские хребты Венесуэлы) обрамляют с севера и с юга глубоководные впадины Карибского моря. Эти районы характеризуются широким развитием тектонических покровов, которые сложены структурно-вещными комплексами, сформированными в различных геодинамических обстановках — от океанических до континентальных. Крупные шарьированные пластины либо целиком, либо своими частями перекрывают прилегающие части Северо-Американского кратона, Флоридо-Багамской плиты или палеозойского обрамления Гвианского щита.

Район Западной Сьерры-Мадре и части Южной Сьерры-Мадре по своему строению резко отличается от района Восточной Сьерры-Мадре прежде всего по многообразию структурно-вещественных комплексов с различными взаимоотношениями между ними и по очень сложному стилю структур. Эти районы остаются до сих пор недостаточно изученными, хотя в последние годы наметился заметный прогресс в этом отношении [124, 125, 232, 137]. К тому же, громадные площади Западной Сьерры-Мадре перекрыты игнимбритами и андезитами олигоцен-миоценового вулканического пояса, на которые в южной ее части наложены плиоцен-четвертичные андезито-базальты Трансмексиканского пояса. Основной характерной чертой Западной Мексики в целом является преобладание мезозойских вулканогенно-обломочных пород. На севере Западной Сьерры-Мадре среди полей их распространения выходят крупные блоки докембрийского фундамента иногда с палеозойским чехлом, либо образования палеозойских складчатых поясов. Д. Кордоба, М. Тарди и И. Карфантан (1980 г.) выделяют в северном регионе три мезозойских вулканогенно-обломочных комплекса [137]: 1) лейас-оксфордский, перекрывающий континентальное основание; 2) келловей-титонский, формировавшийся

на океанической коре и затем шарьированный на континентальное основание; 3) меловой, основанием для которого служили на востоке палеозойские складчатые комплексы, а на западе — образования юрской вулканической дуги. В центральной и южной частях Западной Сьерры-Мадре и в Южной Сьерре-Мадре известны вулканогенные образования позднеюрского и апт-альбского возраста, представленные известково-щелочными вулканитами и туфогенно-обломочными породами, при этом нижнемеловые вулканиты рассматриваются как образования самостоятельной энзиматической островной дуги. С вулканогенными образованиями ассоциируют также известково-щелочные плутоны, возраст которых по радиометрическим определениям колеблется от юры до позднего мела и палеогена [124, 216]. Взаимоотношения между этими вулканогенно-плутоническими комплексами не выяснены в связи со сложной тектоникой.

Кроме вулканогенно-осадочных комплексов в сложной чешуйчатой структуре Западной Мексики выделяются также участки, сложенные позднемеловыми турбидитами, возможно, юрскими габброидами и ультрабазитами. Все протяженные пологие разрывы, а также многочисленные чешуйчатые надвиги имеют западное падение. Складчатые формы характеризуются сжатостью и восточной вергентностью (рис. 8, 9) [137].

Район Карибских (Береговых) хребтов Венесуэлы вместе с полуостровами Арайя и Пария, а также Подветренными Малыми Антиллами и северным Тринидадом и Тобаго имеют очень сложное геологическое строение, расшифровка которого не может считаться завершенной. Уже достаточно давно указывалось, что для Карибских хребтов Венесуэлы характерен альпийский тип структур с надвигами и тектоническими покровами. Однако, говоря об этом, ранее обычно имели в виду чешуйчато-надвиговую зону вдоль границы двух различно построенных орографических единиц — собственно Карибских хребтов и Серрании-дель-Интерир. Если в Карибских хребтах преимущественно распространены метаморфизованные породы мезозоя, вулканогенные образования мела, блоки домезозойских метаморфических пород, небольшие плутоны меловых гранитоидов и массивы гипербазитов, то Серрания-дель-Интерир сложена исключительно осадочными морскими отложениями мела и палеогена, которые, по сути дела, представляют собой фациальные аналоги отложений мел-палеогенового чехла, перекрывающего докембрийские кристаллические породы Гвианского щита и обрамляющие его с севера палеозойские образования. Указанная зона чешуйчатых надвигов захватывает как осадочные отложения палеогена Серрании-дель-Интерир, так и различные образования Береговых хребтов. С 60-х годов появляются первые данные о развитии аллохтонных комплексов в Береговых хребтах [171, 106], а последующие работы привели к тому, что к настоящему времени сложилась общая картина аллохтонного строения северной Венесуэлы (рис. 10).

В этом сложном пакете тектонических покровов наиболее низкое структурное положение занимает покров Береговых хребтов, имеющий

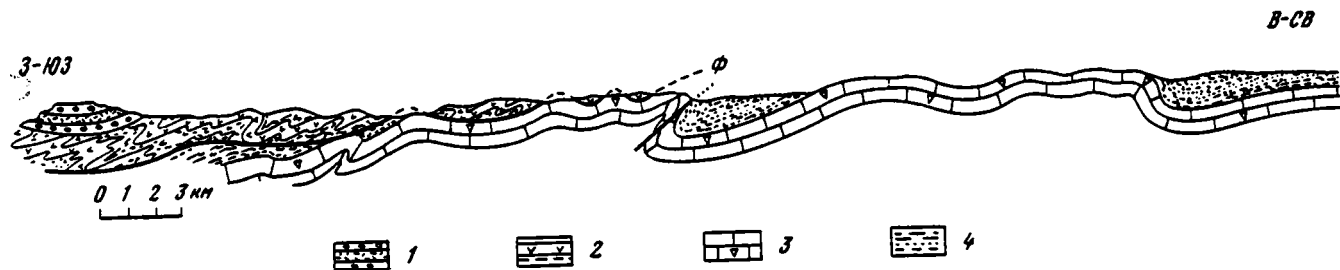


Рис. 8. Шарьяж островодужных комплексов Западной области Мексики на Восточную [137]
 1 — кайнозойские молассы; 2 — юрско-раннемеловые островодужные комплексы; 3 — рудистовые известняки нижнего мела; 4 — терригенные породы верхнего мела

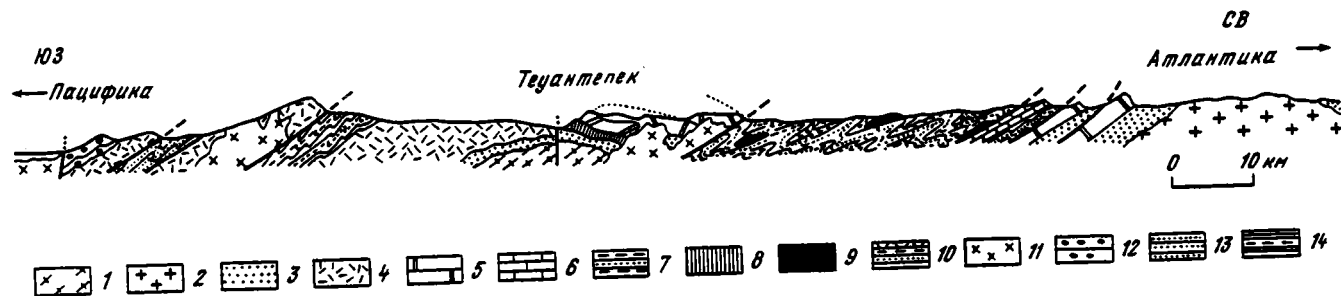
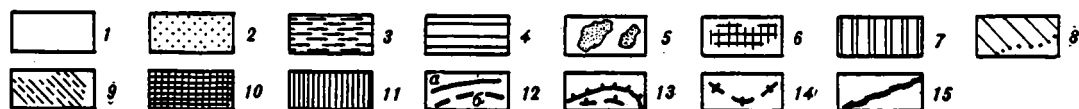
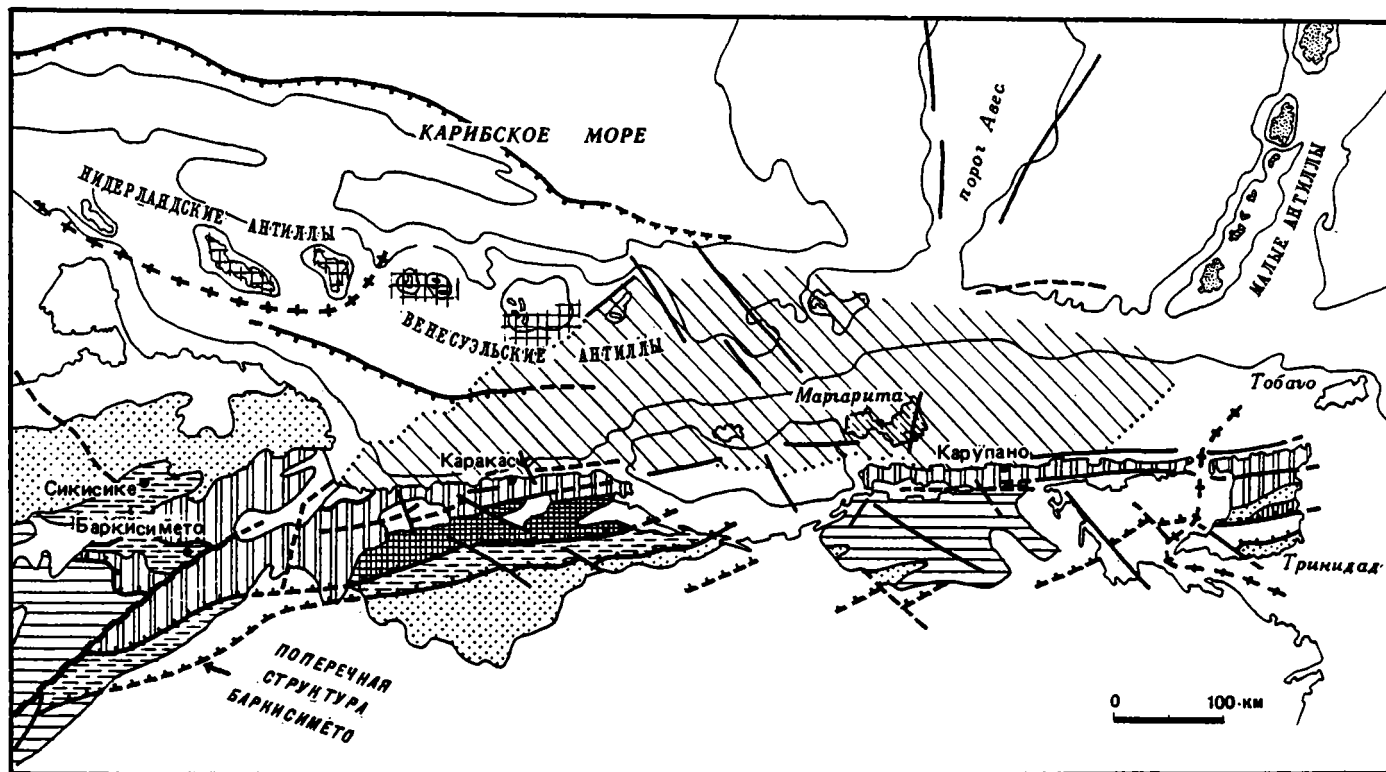


Рис. 9. Профиль через перешеек Теуантепек [137]
 1 — докембрийские гнейсы; 2 — верхнепермские граниты; 3 — континентальные красноцветы триаса-юры; 4-8 — допозднемеловые образования островодужной природы; 9 — офиолиты; 10 — граувакковые толщи с телами офиолитов; 11 — меловые граниты; 12-14 — позднемеловой флиш

антиформное строение. В центральной его части выходят мощные серии альбитовых кварцитов, слюдяных сланцев, амфиболитов. Местами в породах отмечается глаукофан [102]. Общие геологические соображения и отдельные определения возраста позволяют предполагать, что эти серии образовались в докембрии—палеозое [106, 229]. Более обширно развитая толща метаморфизованных пород обычно рассматривается как "чехол" по отношению к предыдущей. В целом эта метаосадочная толща (группа Каракас) характеризуется относительно грубообломочным составом нижней части, вплоть до конгломератов в основании, и более тонкообломочной, превращенной в слюдяные сланцы, основной частью разреза. В низах разреза известен горизонт неритовых известняков с фауной кимериджа [229]. Среди метатерригенных пород встречаются прослой и, видимо, дайки основных изверженных пород, превращенных в эклогиты, глаукофаниты, празиниты [104]. Голубосланцевый метаморфизм четко проявлен именно в метаизверженных породах. К самым верхам этой мощной серии метаосадочных пород приурочена пачка с отдельными горизонтами кварцевых конгломератов, которая рассматривается как пограничная между нижней толщей (группой Каракас) и верхней (группой пост-Каракас). Последняя сложена метаморфизованными тонкообломочными карбонатно-глинистыми породами с отдельными прослоями метатуфов и, возможно, даже метавулканиитов основного состава. По возрасту эта толща охватывает время от позднего альба до сенона [106]. Все метаморфизованные толщи прорваны небольшими массивами гранодиоритов, датированных поздним сеноном.

Морфологическим продолжением структуры Береговых хребтов являются полуострова Арайя и Пария и северный хребет Тринидада. Их южной границей служит крупнейшая разрывная структура — разлом Эль-Пилар, отделяющий неметаморфизованные толщи Серрании-дель-Интерior от разновозрастных эпиметаморфических образований прибрежной зоны. Последние, согласно детальным исследованиям Р. Вьербухена (1984 г.), представлены метаосадочными, метавулканическими и ультраосновными породами поздней юры и мела (баррем—альб), прорванными юрско-неокомскими гранитоидными интрузиями. Полное отсутствие каких-либо магматических проявлений в неметаморфизованных меловых отложениях к югу от разлома Эль-Пилар резко отличает их от меловых образований к северу от разрыва. Детальные гравиметрические исследования и их возможные интерпретации до глубины 10 км показывают, что к северу от разлома метаморфизованные образования мела мощностью 2,5—3 км должны подстилаться пластиной пород повышенной плотности ($2,85 \text{ г/см}^3$), которая может рассматриваться как деформированная океаническая кора [241]. Сама система разломов Эль-Пилар, согласно решению механизмов землетрясений, рассматривается как правосторонний сдвиг, величина перемещения по которому неоднократно дискутировалась в литературе. При этом предполагавшиеся вначале весьма значительные перемещения по сдвигу (до 400—500 км) как будто не находили своего геологического подтверждения, и эти перемещения оценивались в 10—15 км.



Однако детальные работы Р. Вьербухена (1984 г.) показали, что блок Арайя–Пария Восточной Венесуэлы, так же как и Северный хребт Тринидада, по характеру развитых там на поверхности геологических образований и глубинной структуре ни в коей мере не может рассматриваться как непосредственное продолжение Береговых хребтов, поскольку последние характеризуются континентальным типом коры (30–35 км). Таким образом, две группы фактов – совмещение в пространстве совершенно различных разновозрастных структурно-формационных комплексов блока Арайя–Пария и Серрании-дель-Интериор и принципиальные различия в глубинном и поверхностном строении Береговых хребтов и блока Арайя–Пария, заставляют отдать предпочтение мнению о значительном перемещении блока по сдвигу. Р. Вьербухен (1984 г.) оценивает это перемещение минимум в 150 и максимум – в 300 км. При допущении таких перемещений блок Арайя–Пария занял бы положение к северу от Береговых хребтов, что значительно лучше согласовалось бы с общей схемой глубинного строения при переходе от континента к Венесуэльской глубоководной впадине, а также с конкретным геологическим строением этих районов.

Покров Тинако-Тинакильо [229] связан с изверженно-метаморфическим комплексом Эль-Тинако и подстилающим его стратиформным ультраосновным массивом Тинакильо. В северной части этот тектонический покров располагается на метаморфизованных породах аллохтона Береговых хребтов, а в южной части – на отложениях палеогенового флиша в пределах чешуйчато-надвиговой зоны Серрании-дель-Интериор. Нижнюю часть покрова составляет расслоенный массив ультраосновных пород. К подошве покрова приурочена зона милонитизации. Верхняя часть покрова сложена предположительно палеозойскими или более древними гнейсами, разгнейсованными амфиболитами и кристаллическими сланцами, прорванными небольшими интрузиями трондземитов.

Интересно, что самую верхнюю часть покрова составляют несогласно перекрывающие кристаллические породы, неметаморфизованные терригенные отложения альба и наращивающие их по разрезу карбонатно-глинистые отложения турон-коньякского и кампан-маастрихтского возраста. Следует еще раз подчеркнуть, что осадочный “чехол”, залегающий на кристаллических породах этого покрова, не несет следов метаморфизма. Это обстоятельство резко отличает эти отложения от близких по возрасту комплексов аллохтона Береговых хребтов и является еще одним

Рис. 10. Геолого-структурная схема Береговых хребтов Венесуэлы [131]

1, 2 – отложения: 1 – плиоцен-четвертичные, 2 – олигоцен-миоценовые; 3 – покров палеоцен-эоценового флиша; 4 – параавтохтонные комплексы Серрании-дель-Интериор и Сьерры-де-Мерида; 5 – вулканическая дуга Малых Антилл; 6 – зона Нидерландских и Венесуэльских Антилл; 7 – покров Береговой Кордильеры; 8, 9 – прибрежная зона – о-в Маргарита; 8 – выходы на поверхность, 9 – предположительное распространение; 10, 11 – покровы Арагуа: 10 – Лома-де-Йерро и Тинако-Тинакильо, 11 – Вилья-де-Кура; 12 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 13, 14 – границы тектонических покровов: 13 – установленные, 14 – предполагаемые; 15 – сдвиг Боконо

фактором, доказывающим тектоническую наложенность структурной единицы Тинако-Тинакильо.

Покров Лома-де-Йерро располагается структурно выше предыдущего и наложен на его южную часть [102]. Низы этого покрова сложены чешуями пород типичной офиолитовой ассоциации, представленными серпентинизированными гарцбургитами, полосчатыми и, иногда, амфиболитизированными габброидами, которые ассоциируют с тектонически перекрывающими их брекчированными подушечными лавами базальтов с прослоями и линзами известняков и радиоляритов. Этот вулканогенно-осадочный комплекс (комплекс Рио-Гуаре) датирован по радиоляриям неокомом — альбом и рассматривается как самая верхняя часть офиолитового разреза. Выше располагается мощная толща афировых базальтовых лав с дайками микрогаббро и диабазов (формация Тиара), относимая по своему стратиграфическому положению к альбу — нижнему сенону. Петролого-геохимические особенности вулканитов позволили Р. Жерару с коллегами (1982 г.) сделать вывод об их внутриплитной океанической природе. Базальты несогласно перекрываются относительно маломощными филлитами, тонкослоистыми пелагическими известняками, которые считаются соответствующими части формации Паракотос маастрихтского возраста [102]. Таким образом, тектоническая единица (покров) Лома-де-Йерро, так же как и покров Тинако-Тинакильо, характеризуется свойственным именно ему типом разреза, перекрывающим офиолитовое "основание". Эти данные говорят о существенных горизонтальных перемещениях, в результате которых произошло совмещение столь различно построенных шарьяжных пластин.

Покров Вилья-де-Кура тектонически перекрывает образования, относимые к единице Лома-де-Йерро, на севере, а на юге его граница совпадает с общей надвиговой границей всего пакета покровов Карибских хребтов. В целом покров Вилья-де-Кура сложен почти исключительно вулканогенными и обломочными вулканомиктовыми породами, метаморфизованными в зеленосланцевой и голубосланцевой (глаукофан-кроссит и лаусонит) фациях [104]. Образования, слагающие покров, разделяются на несколько формаций, возраст их обычно рассматривается как неоком-коньякский. Они стратиграфически наращивают друг друга, достигая суммарной мощности 3000 м. В породах, слагающих группу Вилья-де-Кура, описаны ультраосновные интрузии аляскинского типа, которые рассматриваются как субвулканические кумуляты под вулканической дугой. Т. Доннели и Дж. Роджерс (1978 г.), разбирая петрологические особенности этих пород, пришли к выводу об их принадлежности к выделяемой ими серии примитивных островных дуг. Последние петролого-геохимические исследования, проведенные Д. Биитсом с соавторами (1984 г.), еще раз подтвердили, что вулканиты группы Вилья-де-Кура принадлежат серии примитивных островных дуг, на что указывают характеристики, соответствующие островодужным толеитам. Покров Вилья-де-Кура венчает пакет тектонических покровов Береговых хребтов.

Не совсем ясное положение занимает так называемая "береговая

полоса — о-ва Маргарита” [229], сложенная породами высокой степени метаморфизма и гипербазитами. На полуостровах Арайя и Пария эта полоса надвинута на зеленосланцевую и голубосланцевую толщи аллохтона Береговых хребтов. С. Талукдар и Д. Лоурейро (цит. по: [104]) интерпретируют эту полосу как зону меланжа.

Другая группа исследователей [196, 104] после детальных петрологических, минералогических и микроструктурных исследований пришла к выводу о том, что развитый в районах Береговых хребтов и на о-ве Маргарита тип эклогитов, амфиболитов очень тесно пространственно связанный с зелено- и голубосланцевыми толщами (на о-ве Маргарита доказан постепенный переход от эклогитов и амфиболитов к зеленым и голубым сланцам), отвечает степени метаморфизма не выше зелено- и голубосланцевого или эпидот-амфиболитового и достаточно широко известна в других районах мира. Таким образом, эти авторы считают, что ”береговая полоса — о-в Маргарита” представляет собой единую структурную единицу с Береговыми хребтами, породы которой подвергались метаморфизму в один позднемеловой этап.

Район гряды **Подветренных Малых Антилл** располагается в 100–150 км к северу от побережья Венесуэлы, отделяясь от него так называемыми бассейном Бонайре, возможным продолжением которого на суше является район Фалькон. Подветренные Антиллы состоят из двух групп островов — западной (Нидерландские Антиллы) и восточной (Венесуэльские Антиллы). Геологическое строение этих групп существенно различно. Если в западной группе основную роль в строении играют практически неметаморфизованные вулканические породы и прорывающие их гранитоиды, то в восточной — это преимущественно метаморфические породы, среди которых известны тектонические чешуи гипербазитов и гранодиоритовых интрузий.

На Нидерландских Антиллах (Аруба, Кюрасао, Бонайре) наиболее древние палеонтологически датированные образования известны на Кюрасао. Нижняя часть разрезом там представлена очень мощной толщей базальтовых пиллоулав с отдельными редкими прослоями пелагических осадков (формация лав Кюрасао). В средней части этого разреза обнаружен аммонит среднего альба. Радиологические датировки по базальтам [104] в целом подтверждают их среднемеловой возраст. На пиллоулавах с угловым несогласием залегают пелагические кремнисто-терригенные породы, отдельные горизонты известково-щелочных вулканитов, турбидиты (группа Книп) кампана–маастрихта и турбидиты дания (формация Мидден-Кюрасао) общей мощностью до 2000 м. В турбидитах кроме вулканомиктового материала заметна терригенная примесь, происходящая из сиалического источника, что интерпретируется как первое указание на приближенность Южно-Американского континента [104].

На о-ве Аруба широким развитием пользуется толща (формация лав Аруба), сложенная главным образом базальтами, диабазами, пирокластическими и вулканомиктовыми породами общей мощностью до 3000 м. В одном из прослоев морских алевролитистых осадков с гальками найдена ассоциация мелководной морской фауны и аммонит, свидетельствующий о туронском возрасте отложений.

Вулканиты Арубы перекрыты эоценовыми известняками. Сенонские отложения, известные на Кюрасао и Бонайре, на Арубе отсутствуют.

Лавовая формация Арубы прорывается сложным тоналитовым массивом. Наиболее достоверным интервалом формирования интрузии следует считать 90–85 млн лет, что весьма близко к туронскому возрасту базальтов. Петрохимические характеристики тоналитов указывают на его известково-щелочной характер, а изотопные данные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703–0,704) подтверждают их мантийное происхождение, что вкуче позволяет говорить об островодужной природе тоналитов.

На о-ве Бонайре наиболее древняя толща (формация Уошикемба) относится к позднему альбу–коньяку [103]. Эта толща сложна главным образом вулканитами – покровами базальтов, андезито-базальтов и андезитов, покровами и силлами дацитов, радиодацитов и риолитов, среди которых встречаются подчиненные прослои пелагических осадков. К верхней части разреза приурочены горизонты вулканомиктовых песчаников и валунных конгломератов, свидетельствующие, возможно, о наземных условиях формирования. В кремнистых аргиллитах низов разреза известны отпечатки аммонитов позднего альба, а в верхней – иноцерамиды и планктонные фораминиферы турона и коньяка [103]. Эта вулканогенная толща несогласно перекрыта рудистовыми известняками, мергелями и известковистыми песчаниками (формация Ринкон), содержащими планктонные фораминиферы среднего–позднего маастрихта.

Петролого-геохимические материалы оказались значительно более сложно проинтерпретировать, чем это можно было предположить. Не вдаваясь в детали вещественного анализа, разберем выводы, к которым пришли Д. Битс с соавторами (1984 г.) в своей достаточно серьезной работе. Прежде всего, следует сказать об основных вулканитах островов Кюрасао и Аруба, которые в целом очень близки к базальтам СОХ. Однако от типичных базальтов СОХ их отличает широкий разброс содержаний MgO – 19–31% в пикритах, до 5–6% в оливиновых базальтах. К тому же в срединно-океанических хребтах пикриты исключительно редки, а в нижней половине разреза Лавовой формации Кюрасао они являются обычным членом разреза. Еще одной особенностью рассматриваемых вулканитов является, по-видимому, их формирование за счет недепле-тированного мантийного источника, скорость поступления материалов из которого превышала отодвигание новообразованной коры, на что указывают большие мощности лав, не сопоставимые с мощностями базальтов нормальной океанической коры.

Существуют еще два важных момента, которые необходимо принимать во внимание. Во-первых, Лавовая формация Арубы порывается интрузией тоналитов несомненного известково-щелочного типа, датированной 90–85 млн лет, что весьма близко возрасту прорываемых лав (турон). Во-вторых, Лавовая формация Кюрасао несогласно перекрывается кампан-маастрихтской толщей кремнистых пород и турбидитов с прослоями вулканитов также известково-щелочного состава. Петролого-геохимические исследования вулканитов формации Уошикемба о-ва Бонайре [147] показывают, что они принадлежат так называемой серии примитив-

ных островных дуг. Д. Биитс с соавторами (1984 г.) считают, что отмеченные особенности вулканитов толеитового "океанического" типа на Кюрасао и Арубе (такие, как большие мощности, существенно превышающие мощности базальтов коры, формируемой в СОХ, наличие в разрезе существенного количества пикритов, гомогенность состава и обогащенность источника), а также тесная пространственная и временная связь с вулканитами типа "примитивных дуг" (формация Уошикемба о-ва Бонайре), позволяють рассматривать все вулканиты Нидерландских Антилл как образования островной дуги, существовавшей с альбского века по коньякский.

Венесуэльские Малые Антиллы (Лас-Авес, Лос-Рокес, Орчила, Бланкилья и др.) расположены на одной широте с Нидерландскими, восточнее от них, но геологически имеют мало сходства. Наиболее разнообразные комплексы, аналоги которых известны на других островах, развиты на о-ве Орчила. Взаимоотношения между этими комплексами преимущественно тектонические. Возможно, наиболее древний комплекс представлен метаморфическими породами, главным образом амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. Возраст его неизвестен, хотя Ж.-Ф. Стефан и др. (1980 г.) предположительно сопоставляют его с ортоамфиболитами островов Лос-Монхес, где по радиологическим данным определен раннемеловой возраст. Петролого-геохимических данных по этим амфиболитам нет. Неметаморфизованные породы представлены базальтовыми пиллоулавами, которые на островах Лос-Рокес датированы неокомом (130–127 млн лет).

Метаморфические породы и основные вулканиты прорваны гранодиоритовыми интрузиями известково-щелочного типа, которые датируются поздним сеноном (66–65 млн лет). Кроме того, на некоторых островах отмечаются тектонические чешуи серпентинитов.

В целом, недостаток геологической информации по мелким разрозненным островам затрудняет их параллелизацию с известными структурно-вещественными комплексами Северной Венесуэлы, однако допускается их наибольшее сходство с островодужными комплексами полуостровов Арайя и Пария.

Район Фалькон или бассейн Бонайре–Фалькон протягивается в суши-широтном–северо-восточном направлении от Венесуэльского залива к Карибскому морю и как бы открывается в него между Береговыми хребтами и Венесуэльскими Антиллами. Эта область Карибского моря носит название бассейна Бонайре и, судя по геофизическим и буровым данным, может рассматриваться как продолжение района Фалькон [128]. С севера и юга район Бонайре–Фалькон ограничен крупными сдвигами Ока, Себастьян, Гиса. Район Фалькон сложен олигоценовыми и раннемиоценовыми морскими отложениями, характеризующимися большой фациальной изменчивостью; мощность этих отложений достигает 3500 м. Детально изучавший эти отложения В. Уилер (1963 г.) пришел к выводу, что они отлагались в узком морском бассейне, южный борт которого представляли дислоцированные к этому времени флишевые и олистостромовые толщи Серрании-дель-Интериор. В бассейне Бонайре буровыми скважинами вскрыто около 4000 м третичных осадков.

Существенной особенностью структуры отложений является обилие мелких нормальных сбросов, по которым устанавливается сокращение мощности пачек. Это, несомненно, отвечает условиям растяжения при формировании осадков. В центральной части района Фалькон известно существование силлов и небольших сложно построенных интрузивных тел, прорывающих олигоцен-миоценовые отложения [102]. Эти магматические образования соответствуют по составу щелочным оливиновым базальтам, которые обычно встречаются в зонах растяжений (рифтинга). Базальты и диабазы содержат многочисленные включения, среди которых можно выделить две группы.

Первая, представленная различными кристаллическими сланцами, отвечает, видимо, тому основанию, на котором накапливались третичные осадочные толщи; эти породы составляют большую часть включений (до 90%). Вторая группа – это ксенолиты гипербазитов (шпинелевых верлитов и шпинелевых лерцолитов). Вероятно, эти породы, судя по составу, являются мантийными и были захвачены щелочно-базальтовой магмой при ее подъеме [102]. Определения абсолютного возраста щелочных базальтов из силлов K-Ar методом дали результаты от $22,9 \pm 0,9$ до $17,8 \pm 0,6$ млн лет. Наиболее корректным считается результат 22,9 млн лет. Стратиграфическое положение других тел ниже по разрезу показывает, что формирование силлов подобного же состава происходило и ранее, во всяком случае ранее, чем 28 млн лет назад.

Вся сумма данных по бассейну Бонайре–Фалькон (формирование олигоцен-миоценовых отложений в условиях растяжения, присутствие магматических пород, характерных для рифтинга, ориентация и природа сбросовых нарушений, ограничение всего бассейна крупнейшими сдвигами – Ока, Себастьян, Гиса) приводит большинство исследователей к выводу, что этот район относится к типу структур растяжения, связанных со сдвигами (пулл-апарт) [128]. К подобного же типа структурам относится также впадина Кюрасао, сформированная между ограничивающими ее сдвигами Коче, Урика и Эль-Пилар [241].

Некоторые выводы. Из описания структур Северо-Восточной Венесуэлы или юго-восточного обрамления Карибского бассейна отчетливо видно, что каждый из тектонических покровов или иные структурные единицы характеризуются свойственными только им структурно-вещественными комплексами, отражающими геодинамические обстановки их формирования. Ясно, что структурно наиболее низкий покров Береговых хребтов сложен в основном юрско-раннемеловыми породами, которые могут представлять собой комплекс пассивной окраины Южно-Американского континента. Однако верхняя альб-сенонская толща (группа пост-Каракас) несет в себе также признаки островодужного влияния, выражающиеся в появлении туфогенного материала и, возможно, даже вулканитов. Пока также не ясно, как интерпретировать небольшие массивы позднесенонских гранодиоритов. Они могут быть и палингенными, связанными с термальными процессами, которые привели к метаморфизму пород покровов Береговых хребтов. Эти термальные эффекты, вероятно, возникли в результате коллизии. Позднеюрско-раннемеловые породы

полуостровов Арайя и Пария и хребта в северной части о-ва Тринидад несомненно должны быть отнесены к энсиматическому островодужному комплексу. Соответствующие этому комплексу по возрасту офиолиты тектонического покрова Лома-де-Йеро свидетельствуют о существовании областей формирования океанической коры в позднеюрско-раннемеловое время. Большой интерес представляют альб-сенонские вулканы покрова Вилья-де-Кура и гряды Подветренных Малых Антилл. Если на о-ве Бонайре всю толщину можно включать в островодужный комплекс, то на островах Кюрасао и Аруба дело обстоит не так просто, о чем уже говорилось. Представляется, что базальтовые лавы нижней части разреза, близкие по составу к океаническим, могут представлять собой ранние вулканы окраинно-морского типа, возникающие на начальных этапах субдукции, как это следует из модели Пирса. Так или иначе, но существование подобных базальтов в альбе должно учитываться при палеотектонических реконструкциях.

Особое место занимают олигоцен-миоценовые отложения с телами щелочных базальтов и диабазов района Фалькон, которые, несомненно, образуют специфический рифтовый комплекс, связанный с крупными сдвигами.

Относительно слабая изученность Западной и Южной Сьерры-Мадре Мексики позволяет лишь повторить интерпретацию, данную Д. Кордоба с коллегами (1980 г.), согласно которой ранне-среднеюрские образования Западной Мексики более всего отвечают энсиалическим вулканическим дугам или активной континентальной окраине, а позднеюрские являются энсиматическими островодужными, часть из которых шарьирована на континентальное основание. Сложно интерпретировать меловые вулканические комплексы, одна часть которых может быть как продолжением развития энсиматической дуги, так и самостоятельной раннемеловой дугой, а другая — наложенным на палеозойское складчатое основание вулканическим поясом. Выделение их пока представляет непреодолимые затруднения.

Известные в Южной Сьерре-Мадре сильно тектонизированные породы юрского и мелового возраста по общему облику сходны с аккреционными комплексами, к которым относят образования типа субдукционных меланжей и остатков аккреционных призм.

Нет сомнения в том, что протягивающийся вдоль Тихоокеанского побережья пояс наземных олигоцен-миоценовых вулканитов, так же как и пересекающий Мексику от Тихого океана до Мексиканского залива Транс-Мексиканский плиоцен-четвертичный вулканический пояс, принадлежит соответствующим по возрасту комплексам энсиалических вулканических дуг.

Район острова Куба к настоящему времени относительно хорошо изучен и достаточно полно освещен в советской литературе. В связи с этим целесообразно привести краткую характеристику структурно-вещественных комплексов этого острова и коснуться некоторых дискуссионных моментов, касающихся в основном различного рода интерпретаций. Необходимо напомнить, что узкая северная полоса острова принадлежит

совершенно иной тектонической области и охарактеризована в составе Флоридо-Багамского района.

Со времен исследований 40–50-х годов и, затем, позднее (60–70-е годы) было установлено, а дальнейшими исследованиями подтверждено существование на Кубе образований различных "структурно-фациальных зон" [162, 82, 57, 85]. Позднее, после того как была показана покровно-чешуйчатая структура Кубы [215, 211, 212, 49, 59], употребление термина "зоны" потеряло смысл, о чем писал М.Л. Сомин (1981 г.). Представляется более логичным пользоваться термином "структурно-формационный комплекс", ибо геологические тела, входящие в состав таких комплексов, в большинстве случаев испытали существенные латеральные перемещения и не занимают своего первоначального положения.

Основываясь на анализе всей суммы имеющейся геологической информации и используя геодинамические и актуалистические принципы выделения структурно-вещественных комплексов, на Кубе можно выделить районы и участки, сложенные образованиями нескольких крупных групп комплексов (рис. 11, см. вкл.): островодужные, океанические (в широком смысле), континентальные, коллизионные и постколлизионные.

Островодужная группа структурно-вещественных комплексов. Островодужные образования являются как бы "несущей осью" всего острова Куба. Однако они не являются однородными и принадлежат трем тектонически сближенным комплексам: меловому комплексу Саса, сенонскому метаморфизованному комплексу Пуриаль и палеогеновому комплексу Сьерра-Маэстра.

Меловой комплекс Саса имеет наиболее широкое распространение. Учитывая данные картировочного и глубокого бурения и описания поверхностных выходов, можно прийти к выводу, что породы этого комплекса на западе Кубы распространены, по крайней мере, от меридиана г. Пинар-дель-Рио к югу и северу от Кордильеры Гуанигуанико. К востоку они протягиваются через всю Центральную Кубу, где занимают весьма обширные площади в бывшей провинции Камагуэй, а в Восточной Кубе они известны только на севере в горах Сьерра-де-Кристалль и Сьерра-де-Моа, слагая небольшие площади вплоть до района Баракоа.

В этот комплекс кроме вулканогенных образований включаются и гранитоидные массивы мелового возраста, являющиеся несомненной его принадлежностью. Уже достаточно давно эти образования начали рассматриваться как островодужные [235, 65, 61] и вряд ли могут быть сомнения относительно именно такой геодинамической обстановки их формирования. Вопрос возраста основания разреза или вопрос времени начала островодужного развития окончательно пока не решен. Однако, как указывали Н. Добрецов и М. Лордкипанидзе (1985 г.), даже по имеющимся данным существует большая вероятность того, что вулканы позднелюрской–раннемеловой толеитовой серии Кубы (Энкрусихада, Сагуа-ла-Чика) могут относиться к раннеостроводужному типу, что подтверждается обнаружением бонинитов. Представляется, что существование на Кубе раннеостроводужных толщ (серии примитивных остров-

ных дуг по Т. Доннели, 1978 г.) подкрепляется сопоставлением по всему Карибскому региону (Гаити, Венесуэла и др.). Эти раннеостроводужные толеиты могут соответствовать метаморфизованным толеитовым базальтам свиты Мабухина [65], которые, являясь островодужными по петролого-геохимическим характеристикам, относятся к раннему мелу на основании определений U-Pb методом абсолютного возраста цирконов из гнейсов (метакварцдиоритов), входящих в эту свиту (118 ± 10 и $95-85$ млн лет) и из менее метаморфизованных кварцевых диоритов – 93 и $90-89$ млн лет [6].

Верхняя возрастная граница комплекса Саса устанавливается достаточно отчетливо по несогласному налеганию на вулканогенно-осадочные толщи образований олистостромового комплекса. Последний датируется как кампан-маастрихтский на западе [94], как позднемаастрихтский – в центральных частях острова [162] и маастрихтский на востоке [2].

Таким образом, можно говорить, что островодужный комплекс Саса, возможно подразделяющийся на два подкомплекса (раннеостроводужный и зрелоостроводужный), формировался с поздней юры – раннего мела и, по крайней мере, до позднего кампана.

Следует сказать несколько слов об особенностях структуры комплекса Саса. Уже упоминалось, что в состав выделявшейся ранее "зоны Саса" обычно включались как меловые вулканогенно-осадочные толщи, так и офиолиты, представленные серпентинизированными гипербазитами, габброидами, диабазами, которые пространственно исключительно тесно ассоциируют друг с другом.

Специальные тематические работы, площадное картирование, анализ данных бурения выявили сложное складчато-покровное строение "зоны Саса", в пределах которой образования островодужного и офиолитового комплексов формируют многоярусные покровно-чешуйчатые структуры. Однако степень деформаций не является одинаковой в поперечном сечении области распространения островодужного комплекса. Она максимальна в пределах северной полосы, к которой приурочена наиболее частая перемежаемость тектонических чешуй, сложенных офиолитами и вулканогенными толщами. К югу существенно убывает как количество чешуй, так и разнообразие их состава. Там уже значительные площади сложены породами вулканогенного комплекса, смятыми в сжатые асимметричные часто опрокинутые к северу складки ближе к северной полосе и менее сложно деформированные на юге.

Сенонский метаморфизованный комплекс Пуриаль выделяется только на крайнем востоке Кубы в горах Сьерра-де-Моя и Сьерра-де-Пуриаль. Вулканогенная природа этих сланцевых толщ была впервые распознана в 60-х годах [1, 2], и несколько позже было сделано предположение об их меловом возрасте [85]. В дальнейшем французский исследователь А. Буато с соавторами [113] установили голубосланцевый характер метаморфизма этой толщи и посчитали ее частью офиолитового разреза.

Заслуга достоверного установления возраста определенной части разреза по палеонтологическим данным, так же как и его островодужной

природы, принадлежит М.Л. Сомину и Г. Мильяну [65]. Палеонтологические остатки, обнаруженные этими авторами, определены как кампанские, что пока является единственным достоверным критерием: для выяснения возраста этого комплекса, если не считать датировки абсолютного возраста серицитовых сланцев (77 ± 5 млн лет), указывающие на возраст метаморфизма. Однако следует учитывать, что строение метаморфизованной серии Пуриаль очень сложно, а изученность ее совершенно недостаточна. Кроме того, присутствие внутри них мелких тел серпентинитов может отражать их чешуйчатую структуру [65]. Вместе с тем, тела серпентинитов могут рассматриваться и как олистолиты или включения в меланже. Как видим, комплекс Пуриаль в известной степени представляет собой загадку. Пожалуй, наиболее просто было бы считать его метаморфизованным аналогом комплекса Саса, однако сложность строения комплекса Пуриаль, характерный метаморфизм высокого давления несомненно посткампанского возраста, присутствие непрерывного пояса офиолитовых кумулятов, разделяющего комплексы Саса и Пуриаль в Восточной Кубе, позволяют высказать предположение, что он является аккретированным комплексом и связан, возможно, с зоной поддвига под вулканическую дугу Кайман – Сьерра-Маэстра.

Палеогеновый комплекс Сьерра-Маэстра распространен только в одноименном хребте и, вероятно, продолжается к запад-юго-западу в пределах подводного поднятия Кайман. Эти островодужные породы не имеют прямых соотношений ни с комплексом Саса, ни с комплексом Пуриаль. Толщи, слагающие хребет Сьерра-Маэстра, представлены главным образом вулканитами андезитового, андезит-дацитового и, реже, андезит-базальтового состава и их туфо- и лавобрекчиями, а также туфогенно-осадочными породами с отдельными линзами известняков. Большую роль играют также субвулканические тела андезитов, дацитов и риолитов. Возраст вулканогенных пород Сьерры-Маэстра (формация Эль-Кобре) считался вначале мел-палеогеновым (верхний мел – нижний эоцен [162]), однако затем было показано, что меловые отложения слагают лишь единичные тектонические блоки в юго-западной части хребта [161] и представлены совершенно иным комплексом отложений. Время образования вулканогенного комплекса датируется сейчас как палеоцен – средний эоцен. Именно к среднему эоцену приурочено резкое прекращение вулканической активности, отмеченное появлением чистых карбонатных толщ (формация Пуэрто-Бониато и Чарко-Редондо), датируемых серединой и верхами среднего эоцена.

Отнесение вулканитов комплекса Сьерра-Маэстра к островодужному типу не вызывает сомнений, о чем свидетельствует как состав пород, среди которых преобладают андезиты и базальты, так и фациальная обстановка, отраженная в литологии, – признаки достаточно глубоководного и мелководного накопления, изобилие взрывных продуктов и т.д. По петрологическим данным в палеоцене для вулканической дуги были характерны извержения базальтовых лав слабо дифференцированной толеитовой серии, сменившейся затем андезитами и риодацитами также слабо дифференцированной известково-щелочной серии. Имеются

основания предполагать, что вся структура Сьерра-Маэстра, скорее всего, имеет резкую тектоническую границу на севере, ибо на очень коротком расстоянии происходит исчезновение комплекса Сьерра-Маэстра, мощность образований которого оценивается в 5000–6000 м.

В этой связи следует кратко коснуться и структурных различий, которые характерны для всей Восточной Кубы и особенно отчетливо проявлены в комплексе Сьерра-Маэстра. Слагающие этот комплекс толщи смяты в относительно простые и открытые иногда несколько асимметричные складки с более крутыми южными крыльями. Эти структуры сильно нарушены серией крутых разломов, в то время как нарушения типа пологих надвигов единичны. Именно это несет в себе основные различия в структуре Восточной Кубы и остальной территории, где очень широко развиты тектонические покровы среднего эоцена. Это различие наиболее четко выражено в хребте Сьерра-Маэстра, поскольку весь он сложен палеоцен-эоценовыми толщами. На севере Восточной Кубы оно несколько затушено в связи с широким развитием тектонических покровов позднего сенона, но, тем не менее, и там не проявлены палеогеновые покровно-чешуйчатые структуры. Эти обстоятельства, так же как и многие другие, свидетельствуют о различии истории геологического развития Восточной Кубы и центральных и западных частей острова.

Группы океанических (в широком смысле) структурно-вещественных комплексов. В эту группу включены: офиолитовый комплекс (условно) и комплекс осадочного чехла окраинного моря, обычно именуемый комплексом Пласетас.

Офиолитовый комплекс, имеющий широкое распространение на Кубе, является одной из наиболее характерных черт геологии этого острова. Развитие взглядов на кубинские офиолиты было связано с эволюцией воззрений на офиолиты вообще и применительно к Кубе рассматрено А.Л. Книппером [30].

В последнее десятилетие продолжались интенсивные исследования и теоретические разработки по проблеме офиолитов. Были сделаны выводы, что офиолитовая ассоциация может образовываться в различных геодинамических обстановках – собственно океанических, обстановках возникновения энсиматических дуг и формирования тыловых бассейнов [24]. Таким образом, в каждом конкретном случае породы офиолитовой ассоциации нужно было бы относить к комплексам, соответствующим этим обстановкам. Однако подобное разделение можно провести лишь на изотопном уровне, ибо обычно применяемые геохимические различия оказываются лишь внешними, не соответствуя информации о принципиально различных геодинамических обстановках. Поскольку тщательные изотопные исследования на Кубе пока не проводились, представляется допустимым условно рассматривать офиолиты в океанической группе комплексов, тем более что в работе принято широкое толкование этой группы (включая малые океанические бассейны).

Многие принципиальные вопросы строения, возраста и интерпретации образований офиолитового комплекса Кубы поднимал М.Л. Сомин (1981 г.), который совершенно справедливо критиковал такие идеи, как

метасоматическое происхождение офиолитов по "офиолитовому шву" или магматического внедрения офиолитов.

Офиолитовый комплекс Кубы можно подразделить на два подкомплекса: диссоциированных метаморфизованных офиолитов (антигоритов) и неметаморфизованных офиолитов.

Диссоциированные метаморфизованные офиолиты (преимущественно серпентиниты), как уже говорилось, пространственно ассоциируют с метаморфическими толщами Эскамбрая, Сьерры-де-Пуриаль и пояса Кангре. Во всех этих районах они образуют мелкие (от нескольких метров до десятков и сотен метров) тела, обычно залегающие согласно среди метаморфических пород, и лишь в Эскамбрае известны массивы размером до 3–4 км. М.Л. Сомин и Г. Мильян [65] указывают, что серпентиниты в метаморфических зонах 1 и 2 Эскамбрая практически не отличаются от серпентинитов севера Кубы, однако в зоне 3 они представлены антигоритами. По данным Б. Коллмана (1979 г.), антигорит является устойчивым до 550°C, тогда как хризотил и лизардит только до 300°C. Подобные температурные условия вполне отвечают условиям, определяемым для метаморфических зон, которые были выделены М.Л. Соминим и Г. Мильяном.

Среди диссоциированных метаморфизованных офиолитов существуют две группы. К первой относятся тела, приуроченные к разного рода разрывным нарушениям, как крутопадающим, так и пологим. Они могут сопоставляться с подобного же рода телами, известными в пределах северного пояса среди неметаморфизованных толщ юрского и мелового возраста. Появление подобного рода тел связано с интенсивными деформациями, проявившимися в кампане и среднем эоцена. Вторая группа включает мелкие серпентинитовые и метабазитовые тела внутри метаморфических толщ. Они располагаются согласно с вмещающими породами и представляют собой, скорее всего, метаморфизованные олистолиты или блоки в осадочном (субдукционном) меланже.

Неметаморфизованные (или слабо метаморфизованные) офиолиты северного пояса Кубы являются наиболее широко развитыми. В настоящее время в результате работ многих исследователей [149, 30, 76, 174] и геологической съемке Кубы масштаба 1:250 000 можно считать установленными многие аспекты размещения и строения офиолитов. Сейчас однозначно установлена аллохтонность офиолитов северного пояса Кубы, что вытекает не только из данных геологической съемки, но из многочисленных материалов по буровым скважинам по всему острову. Однако существует ряд проблем, дискуссия по которым продолжается.

Первая связана с характеристикой разреза офиолитового комплекса. Она состоит в том, что до определенного времени среди кубинских офиолитов не были описаны верхние части классического разреза – комплекс "дайка в дайке" и базальты с элементами осадочного чехла. После работ последних лет [76, 174] можно считать, что в большей части районов Кубы с гипербазитами и габброидами ассоциируют породы дайкового комплекса, наиболее полно представленные в провинции Лас-Вильяс и Ориенте.

Значительно сложнее обстоит дело с самым верхним членом разреза – базальтами, которые слагают изолированные тектонические блоки. Они и относятся к офиолитам в основном потому, что по петрохимическим свойствам принадлежат к толеитовой серии. Как указывали Н. Добрецов и М. Лордкипанидзе (1985 г.), есть основания полагать, что часть этих базальтов принадлежит к островодужному типу.

Таким образом, следует отметить, что хотя в пределах офиолитового комплекса Кубы известны все члены классического разреза офиолитовой ассоциации, тем не менее, образования, характерные для верхних его частей, имеют лишь спорадическое распространение, что должно иметь соответствующее структурное, геоморфологическое или генетическое объяснение.

Второй дискуссионной проблемой является структура офиолитовых аллохтонов. Она рассматривается в двух аспектах: форма залегания офиолитовых тел и приуроченность их к определенным структурам и характер положения офиолитовых разрезов (нормальный или опрокинутый).

Форма залегания тел офиолитов и приуроченность их к определенным разрывным и складчатым структурам впервые активно затронута в работах Ч. Дюкло, а затем А.Л. Книппера, отстаивавших идею холодного внедрения серпентинитов в противовес распространенной ранее магматической гипотезе. Дальнейшие частные исследования [93, 174, 47], подкрепленные многочисленными данными бурения, выявили, что офиолитовые тела могут иметь самую разнообразную форму залегания от субгоризонтальной до вертикальной, однако в большинстве случаев они образуют относительно полого наклоненные пластины. Несомненно также, что форма залегания во многом определяется районом их распространения, что связано как с продольной, так и поперечной тектонической зональностью острова, т.е. стоит в прямой зависимости от типов тектонических структур, к которым приурочены эти образования. Следует еще раз подчеркнуть, что контакты всех офиолитовых тел с образованиями древнее кампана являются тектоническими. Позднеэоценовые отложения залегают на офиолитах трансгрессивно. Контакты офиолитовых тел с олистостромовым комплексом (кампан – средний эоцен) могут быть тектоническими, трансгрессивными и нормальными, типа осадочного перекрытия крупных олистолитов – олистоплак. Поскольку образования олистостромового комплекса обычно также интенсивно дислоцированы, офиолиты могут приобретать форму залегания, соответствующую структурам вмещающих отложений. В целом, наиболее обычным является приуроченность офиолитов к разрывным нарушениям, в особенности к пологим надвигам и тектоническим покровам [47].

Вопрос нормального или опрокинутого положения офиолитовых разрезов Кубы также неоднократно обсуждался [30, 65, 47 и др.], однако, с моей точки зрения, их положение имеет значение только при рассмотрении каких-либо конкретных структур и вряд ли правильно пытаться утверждать, что существует только один вариант. Несомненно, что на Кубе имеются как те, так и другие случаи. Возможно, что среди изученных пока преобладают опрокинутые разрезы.

Относительно возраста и времени появления рассматриваемых офиолитов в верхних горизонтах земной коры можно констатировать следующее. Все имеющиеся в настоящее время материалы как будто свидетельствуют о том, что наиболее раннее появление офиолитов, фиксируемое олистолитами и обломками в олистостромовом комплексе, датируются кампаном [214], или маастрихтом [174]. Единственная датировка абсолютного возраста анортозита из расслоенного габбро Центральной Кубы приводится М.Л. Соминным [65] и соответствует титону или границе средней – поздней юры (160 ± 24 млн лет). Этим исчерпываются на сегодняшний день фактические данные о возрасте кубинских офиолитов. Весьма сложными являются вопросы генетической природы офиолитового комплекса и, соответственно, первичных соотношений с другими структурно-вещественными комплексами Кубы. Как известно, вопросы генетической природы офиолитов решаются в основном на базе геохимических и изотопных данных, которые по рассмотренным офиолитам практически отсутствуют. Таким образом, можно обсуждать лишь предположения, высказанные на основании тех или иных геологических материалов и посылок. Приведем основные из этих предположений.

1. Офиолиты вместе с перекрывающими их досенонскими вулканитами представляют собой разрез коры океанического типа [30]. Аналогичной точки зрения придерживается Е. Фонсека [76], относя к верхам разреза офиолитов лишь толентовые базальты.

2. Офиолиты (гипербазиты, габбро, диабазы) в ненарушенных разрезах должны подстилать комплекс островодужных вулканитов и представляют собой, по-видимому, основание меловой островной дуги. Необходимо иметь в виду, что около 95% площади, занимаемой на Кубе офиолитами, составляют гипербазиты и габброиды. Поскольку гипербазиты в подавляющей массе представлены серпентинизированными гарцбургитами, т.е. реститом, и имеют тектонические контакты со всеми породами, включая габброиды, то решение об их принадлежности к океаническим или островодужным комплексам может быть принято только на основании косвенных признаков. Если учесть постоянную их пространственную ассоциацию с габброидами, для которых имеются некоторые геохимические данные, подтверждающие их принадлежность к островодужным образованиям, то гипербазиты, вероятно, могли бы рассматриваться как реститовая часть островодужных магматических камер.

В настоящее время вряд ли будет правильным утверждать, что все офиолиты Кубы были сформированы в идентичных обстановках. По-видимому, среди обширных полей их развития со временем обоснованно будут выделены офиолиты различных типов.

Комплекс осадочного чехла окраинного моря, или комплекс Пласетас, включает в себя глубоководные осадочные отложения титона–нижнего сенона с сокращенным типом разреза, которые слагают узкую очень сильно тектонически нарушенную полосу на севере Центральной Кубы к югу от полосы распространения комплекса Камахуани.

Литологический характер кремнисто-карбонатного разреза, признаки

его глубоководности, резко сокращенные мощности показывают его сходство с разрезами осадочного чехла бассейнов с океаническим типом коры. Стратиграфические и литологические аспекты наиболее полно изложены в работе И. Канчева и др. (1978 г.), а структурные – в монографии А.Л. Книппера [30]. Краткая сводка приводится также в книге М.Л. Сомина и Г. Мильяна [65]. В связи с этим я остановлюсь здесь лишь на отдельных дискуссионных вопросах, которые имеют непосредственное отношение к палеотектоническим интерпретациям. Следует напомнить, что комплекс Пласетас имеет исключительно тектонические контакты с другими комплексами Северной Кубы, включая и комплекс пассивной окраины Камахуани, от которого на значительных протяжениях он отделен выходами серпентинитов, и в целом, как это показывают геолого-съёмочные работы и анализ результатов бурения на нефть, является целиком и полностью аллохтонным. Р. Маттсон (1973 г.) был первым, кто предположил, что отложения комплекса Пласетас могут представлять собой остатки осадочного чехла океана. Сторонники другой точки зрения – что формирование отложений Пласетас происходило на континентальной коре, в качестве основного доказательства приводят факт выделения в провинции Лас-Вильяс свиты (мощность 100 м), соответствующей наиболее низким из известных до сих пор стратиграфических горизонтов (титон), в составе которой описываются прослои аркозовых песчаников и конгломераты [65]. Они считают, что последние возникли за счет размыва кристаллических пород фундамента.

Однако, как уже говорилось, и это отмечают многие исследователи [65], упомянутая свита имеет локальное распространение и не фиксируется ни к западу, ни к востоку. Напротив, к востоку в провинции Камагуэй, М. Итурральде-Винент и Т. Мари (1984 г.) описали совершенно иные соотношения. По их данным, в пределах Сьерры-де-Камахан разрез Пласетас начинается высокотитанистыми толеитовыми базальтами океанического типа, на которых согласно залегают титон-готтеривские глубоководные известняки. На этом основании эти авторы делают вывод о том, что отложения комплекса Пласетас залегают на океанической коре.

При доказанной аллохтонности комплекса Пласетас можно вполне обоснованно предположить, что в этой полосе совмещены различные достаточно удаленные части разрезов, одни из которых располагались ближе к рифтовому пассивному краю континента и даже, возможно, непосредственно на этом утоненном рифтогенном континентальном фундаменте (как осадочный разрез в скважинах глубоководного бурения), а другие, вероятно, на юрской океанической коре. Именно это обстоятельство наряду с другими признаками "океаничности" отложений позволяют, с моей точки зрения, считать комплекс Пласетас соответствующим осадочному чехлу окраинного моря.

Континентальная группа структурно-вещественных комплексов. К этой группе отнесены реликты комплекса континентального основания неизвестной структурной принадлежности и сиалические и метасиалические комплексы крупных аккретированных блоков.

Реликты комплекса континентального основания

неизвестной структурной принадлежности представлены очень незначительными выходами, отмеченными лишь на севере Центральной Кубы в районе Сокорро. Принадлежность слагающих эти выходы пород к сиалическому континентальному фундаменту доказана М.Л. Соминим и Г. Мильяном (1976, 1977 гг.). По флогопитовым мраморам приводятся возрасты 954 ± 25 и 910 ± 25 млн лет, а по соседствующим с ними калиевым гранитам — 150 ± 5 и 139 ± 6 млн лет. Геологические соотношения этих пород с окружающими остаются неясными.

Следует подчеркнуть, что среди достаточно широко распространенных на Кубе гранитоидов известково-щелочного типа калиевые граниты вообще не известны, так же как позднеюрские возрастные датировки. М. Сомин считал, что эти образования слагали сиалический фундамент юрско-меловых комплексов шельфа южной части Северо-Американского континента [65]. Из нескольких предположений относительно структурной позиции этих пород наименьшим доверием пользуется заключение о выступе фундамента, поскольку по данным геофизики в этих районах он находится на глубине около 10 км. Идея М.Л. Сомина [65] о горсте или тектоническом клине с поднятием подобной амплитуды для столь ограниченного по масштабам геологического тела также сомнительна. Более приемлемым кажется предположение А. Пшулковского (1983 г.) о весьма полого залегающей тектонической чешуе, подстилаемой карбонатными толщами.

Вообще вопросы строения и характера фундамента являются исключительно острыми для геологии Кубы и сопредельных районов Багамской банки и Флоридского шельфа. Напомним, что в скважине глубоководного бурения непосредственно к западу от Флоридского шельфа и к северу от Западной Кубы всего в 120 км от ее побережья достигнут, как считается, утоненный в результате рифтовых процессов фундамент, представленный метаморфическими сланцами и филлитами, абсолютный возраст которых (как тех, так и других) определен в 500 млн лет. К этому следует добавить, что по анализу данных бурения на п-ове Флорида фундаментом для слабо деформированных нижнепалеозойских отложений и перекрывающего их мезозойско-кайнозойского чехла являются метаморфические породы и гранитоиды панафриканского цикла (600–500 млн лет). Рассматриваемые же породы из района Сокорро, судя по изотопным исследованиям, не подвергались панафриканской переработке [219]. Таким образом, рассматриваемый сиалический блок на севере Кубы вряд ли может сравниваться со складчатым основанием юга Северной Америки и, скорее всего, представляет собой аллохтонный экзотический элемент.

Сиалические и метасиалические комплексы аккрецированных блоков можно подразделить на два подкомплекса, ибо несомненно их принципиальное единство, достаточно убедительно, на мой взгляд, показанное М.Л. Соминим и Г. Мильяном [65].

Неметаморфизованные сиалические отложения, развитые на Западной Кубе (рис. 12, см. вкл.), представлены ниже-среднеюрскими терригенными толщами (Сан-Кайетано), возникшими за счет размыва древнего сия-

лического фундамента. Эти терригенные отложения, нарастающие карбонатным разрезом поздней юры, мела и, частично, палеогена, формируют сложную структуру Гуанигуанико. После работы польской части геолого-съемочной экспедиции АН Кубы [211, 212] было доказано, что на Западной Кубе развита серия тектонических покровов, формирующая две группы с различающимися разрезами. Они именовались по географическому принципу – верхняя группа Сьерра-дель-Росарио и нижняя группа Сьерра-де-лос-Органос. Отдельные тематические работы, проведенные позднее [47, 215], несколько уточняли стратиграфические взаимоотношения и тектонические построения, однако не меняли общую картину строения Западной Кубы. Эту картину суммировали М.Л. Сомин и Г. Мильян [65], что избавляет нас от необходимости делать это здесь.

Следует упомянуть, что вдоль морфологически выраженного разлома Пинар, ограничивающего структуру Гуанигуанико, и под покровом молодых отложений южнее М.Л. Сомин и Г. Мильян выделяют так называемый пояс метаморфизованных сиалических пород Кангре. Он откартирован также польскими геологами. М.Л. Сомин и Г. Мильян считают эти образования аналогами разреза Сьерра-де-лос-Органос, метаморфизованными в условиях высокого давления и низкой температуры, так же как и метасиалические толщи Эскамбрая. Имеющиеся возрастные палеонтологические данные как будто подтверждают эти соображения.

Покровная структура Западной Кубы подчеркивается приуроченностью тел серпентинитового меланжа или серпентинитов ко многим тектоническим контактам между отложениями разного возраста и фациальной природы (см. рис. 12) и подтверждается целым рядом глубоких (5500–3500 м) скважин, пробуренных на северном побережье Западной Кубы. Однако существует принципиальная проблема, вокруг которой не утихает дискуссия. Она заключается в рассмотрении всего сиалического блока либо как сугубо аллохтонного [211], перемещенного на значительные расстояния и тектонически перекрывающего островодужные комплексы Кубы, либо как сшеуенного параавтохтона, через который тектонически переброшены образования островной дуги [65].

Метаморфические сиалические комплексы развиты преимущественно в южных районах Кубы – это крупные массивы о-ва Пинос и гор Эскамбрай, а также выходы на крайнем востоке Кубы (район Асунсьон). Их строение, так же как история развития взглядов на их возраст и тектоническое положение, подробно описаны в специальной монографии М.Л. Сомина и Г. Мильяна [65]. Впоследствии как эти авторы, так и другие исследователи [48, 6] обращались к различным районам и различным аспектам трактовки метаморфических сиалических блоков. Верхние части этих метаморфизованных сиалических комплексов датированы палеонтологически как верхняя юра в Эскамбрае [202] и юра на о-ве Пинос. Отмечавшееся с давних пор литологическое сходство юрских терригенных отложений Западной Кубы и метатерригенных пород Эскамбрая и Пиноса достаточно хорошо подтверждается детальными исследованиями [65, 203]. Небольшое различие заключается в присутствии среди некоторых метатерригенных толщ метавулканитов, которые не известны в разрезах Гуанигуанико.

Однако в Сьерра-дель-Росарио А. Пшулковский описал и закартировал псевдосогласные тектонические чешуи, сложенные базальтами с прослоями известняков верхнеюрского (дотитонского) возраста [214]. Эти вулканогенные образования сопоставляются с породами формации Ла-Эсперанса, известными к северу от Кордильеры Гуанигуанико. Весьма тесно с этими фактами связана проблема присутствия "согласных" тел серпентинитов на самых различных стратиграфических уровнях в метаморфических толщах Эскамбрая. Продолжая сопоставление с областью Гуанигуанико можно сделать предположение, что, так же как и там, серпентиниты представляют собой тектонически имплантированные тела. Действительно, часть из них, видимо, и является таковыми. Однако встречающиеся в большом количестве мелкие тела, "линзы", будины, рассеянные по разрезу, могут напоминать две категории образований – олистостромовые комплексы и осадочные меланжи субдукционного типа. С нашей точки зрения, рассмотрение всей Эскамбрайской структуры как сложного аккретированного комплекса наиболее подходит для объяснения как проблем литологии и структуры, так и метаморфизма высокого давления и обратной метаморфической зональности.

Строение метаморфических комплексов, как это отмечают все без исключения геологи, необычайно сложно. Это связано с наличием дометаморфических и синметаморфических тектонических покровов, со сложной складчатостью и оригинальной метаморфической историей, приведшей не только к обратной метаморфической зональности, но и к своеобразному различию типов метаморфизма в различных районах. Так, в породах Эскамбрая проявлен глаукофановый тип, а на о-ве Пинос – метаморфизм силлиманит-дистенового типа, близкий к барроускому [65]. В Эскамбрае с метаморфическими комплексами высокого давления (метатерригенными) ассоциирует высокотемпературный метабазитовый комплекс (Мабухина), находящийся с ним в сложных тектонических взаимоотношениях. Эту ситуацию М.Л. Сомин интерпретировал как возможное проявление структур типа парных метаморфических поясов Миаширо. Представляется, что это именно так, и, более того, кажется, что высокотемпературный метаморфизм о-ва Пинос можно рассматривать как аналог метаморфизма Мабухина, но по терригенному протолиту.

Кратко суммируя предположения относительно сиалических комплексов, можно сказать следующее. Представляется, что эти сиалические комплексы, несомненно чужеродные по отношению к островодужным, в основном формирующим территорию Кубы, в предпалеогеновое время располагались южнее активной островной дуги и были причленены к ней позднее. Неметаморфизованные сиалические толщи Гуанигуанико (Сан-Кайетано) были шарьированы на островную дугу с юга, будучи предварительно оторванными от масс, располагающихся сейчас южнее. Сиалические блоки Пиноса и Эскамбрая были вовлечены в процесс субдукции и погрузились в зону поддвига на определенную глубину, что вызвало появление столь характерной обратной метаморфической зональности (примеры подобного процесса имеются и в других областях). Блок Пинос принадлежал, видимо, фронтальной части погружающейся пластины, а

аккреционная призма Эскамбрая явилась тыловой ее частью. Именно подобное расположение этих блоков и вызвало отмечаемую разницу в метаморфизме, соответствующую их положению в парном метаморфическом поясе.

Коллизионная группа. К коллизионной группе на Кубе принадлежит лишь олистостромовый комплекс.

Олистостромовый комплекс выделяется в самостоятельную единицу впервые, хотя существование хаотических толщ, соответствующих олистостромам на Кубе, известно уже давно. Термин "хаотические толщи" достаточно часто употребляется и сейчас [93], но уже на другом уровне теоретических представлений об этих формированиях.

Олистостромовый комплекс весьма специфичен и очень ярко отражает процесс кардинальной перестройки, связанной со столкновением островной дуги с окраиной континента, в связи с чем его необходимо выделить в качестве самостоятельного. Более того, имеющиеся геологические материалы, особенно последних лет, дают основание подразделить его на два подкомплекса: кампан-палеоценовый и среднеэоценовый. Следует сразу сказать, что оба подкомплекса известны почти на всей территории острова, за исключением восточной части, где распространен лишь кампан-палеоценовый подкомплекс.

Кампан-палеоценовый подкомплекс, распространенный по всему острову, имеет скользящую нижнюю границу, поскольку в различных районах отложения, слагающие основание комплекса и несогласно залегающие на подстилающих, датируется от позднего кампана до палеоцена. Так, в западных провинциях Кубы (Пинар-дель-Рио, Гавана, Матансас) они датируются кампаном – ранним маастрихтом, в центральной части острова (Лас-Вильяс) – маастрихтом, а в Камагуэе картина более разнообразная и иногда основание комплекса представлено палеоценовыми отложениями. Основная масса отложений коллизионного комплекса представлена обломочными, иногда флишoidными породами, в толще которых прослеживаются олистостромовые горизонты мощностью от нескольких до 1000 м. В составе олистостром преобладают породы островодужного и офиолитового комплексов, реже отмечаются карбонатные породы пассивной окраины (на западе) и еще реже – регионально метаморфизованные образования. В пространственном размещении кампан-палеоценового подкомплекса как будто существует закономерность, выражающаяся в более южном его положении относительно среднеэоценового. В структурном отношении позиция рассматриваемого подкомплекса может быть достаточно разнообразной – он может залегать на островодужных образованиях и тектонически перекрываться офиолитами и наоборот – залегать на офиолитах и тектонически перекрываться островодужными породами. Среднеэоценовый подкомплекс распространен в западных и центральных частях острова вплоть до депрессии Кауто-Нипе, к востоку от которой он не отмечается. Как нижняя, так и верхняя возрастные границы отложений, относимых к этому подкомплексу, не являются постоянными во всех районах. Так, например, нижняя граница, отвечающая обычно предсреднеэоценовому несогласию, в некото-

рых районах соответствует раннему эоцену, а верхняя, маркируемая несогласным налеганием молассового комплекса, может сдвигаться к середине позднего эоцена. Следует напомнить, что среднеэоценовые движения считаются на Кубе самыми интенсивными ("главная фаза складчатости") [162, 235]. Состав олистолитов в среднеэоценовых олистостромах отличается от состава кампан-палеоценовых (офиолиты, островодужные вулканиты, карбонаты комплекса пассивной окраины) тем, что в них появляется материал сиалической природы.

Толщи с олистостромовыми горизонтами часто располагаются именно на осадочных породах комплекса океанического чехла и тектонически перекрываются чаще всего офиолитовым меланжем. В среднеэоценовой олистостроме особенно часты крупные олистоплаки, достигающие первых километров, представляющие собой, собственно, отторженцы тектонических покровов. Среднеэоценовый подкомплекс вместе с сопровождающими его тектоническими покровами подвергся максимальной деформации в Центральной Кубе, где как среднеэоценовые толщи, так и покровы местами стоят на головах. Деформации постепенно ослабевают к югу, а также к западу. Два достаточно четко выделяемых разновозрастных подкомплекса в этих коллизионных образованиях отражают развитие процесса столкновения, начавшегося в кампане и проявившегося по всей длине острова, а затем усиленного за счет раскрытия в начале палеогена Юкатанской глубоководной впадины, максимальная компенсация растяжений в которой пришлось на средний эоцен. В связи с этим становится понятным, почему на севере Восточной Кубы вдали от борта Юкатанской впадины не существует среднеэоценовых олистостром, так же как и тектонических покровов того времени.

Постколлизионная группа комплексов. Эта группа включает на Кубе также лишь один молассовый комплекс.

Молассовый комплекс достаточно широко развит на Кубе. Нижняя часть разреза отложений, относимых к молассовому комплексу, практически во всех районах Кубы, за исключением северной части провинции Ориенте, относится к позднему эоцену. По сути дела, речь идет об отложениях, сформированных после "кубинской фазы складчатости". В обобщающих работах 60-х годов [162, 57, 85] объем этого комплекса, формирующего наложенные впадины, рассматривался по-разному. Я считал, что эти впадины формировались с позднего эоцена по настоящее время, а Ю.М. Пушаровский с коллегами (1967 г.) рассматривал их как структуры, существовавшие лишь до позднего олигоцена. Плиоцен-четвертичные отложения, по его мнению, образуют иные структуры, соответствующие новейшему этапу развития Кубы. Выделяя молассовый комплекс, я убежден, что он имеет сквозное развитие.

Позже М. Итурральде-Винента (1977 г.) все отложения от позднеэоценовых и до современных включает в "этап платформенного развития" Кубы. Он достаточно подробно рассматривает имеющийся материал, касающийся как поверхностных выходов этого комплекса, так и данных бурения, которых к этому времени было накоплено немало. Можно считать установленным, что в пределах впадин с наибольшей мощностью осадков

(1000–3000 м – Сан-Кристобаль, Батабано, Хатибонико, Кауто-Нипе и Байяте) осадконакопление было практически непрерывным и проходило преимущественно в батинальных условиях. Отрицательные структуры со сложным блоковым основанием и умеренным прогибанием (мощности отложений 200–1000 м) характеризуются перерывами в осадконакоплении, быстрой и частой сменой фаций, которые в основном являются неритовыми и мелководными. Следует отметить, что во впадинах вдоль северного побережья Кубы преимущественное развитие имеют карбонатные фации, а во внутренних частях острова последние образуются на отдельных этапах лишь в прибортовых частях. Исключение составляют среднемиоценовые отложения, которые распространены весьма широко. Среди терригенных фаций на всех этапах, за исключением раннего миоцена, преобладают тонкообломочные породы, а более грубые осадки накапливаются вблизи поднятий.

В целом термин “молассовый комплекс” не слишком удачно отражает литолого-фациальные особенности рассматриваемых толщ, однако он очень соответствует тектонической сущности этих образований, которые стали формироваться после всех основных складчато-покровных деформаций.

Существует еще один вопрос, которого необходимо коснуться. Он относится к отложениям палеоцена и раннего эоцена на севере Восточной Кубы. Дело в том что самые нижние горизонты палеоцена еще входят в коллизионный (олистостромовый) комплекс, тогда как залегающие выше палеоценовые и раннеэоценовые карбонатно-терригенные отложения, содержащие примесь туфогенного материала (но никогда – вулканыты) и весьма слабо дислоцированные, могут быть объединены с позднеэоцено-четвертичными образованиями, составляющими молассовый комплекс в южной части Восточной Кубы, где они несогласно перекрывают палеоцен-среднеэоценовые островодужные формирования.

Выделение структурно-вещественных комплексов и определение их возрастного объема и структурной приуроченности дают основания не только обоснованно судить о строении северного обрамления Карибского бассейна, но и выявить главнейшие моменты, определяющие различные палеогеодинамические обстановки и их смену во времени, что позволяет подойти к выполнению палеотектонических реконструкций на палинспастической основе.

ПРИЧЛЕНЕННЫЕ К КОНТИНЕНТУ ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

К причлененным к континенту областям мезозойско-кайнозойских комплексов на океанической коре следует отнести Западную Кордильеру Колумбии, Серранию-де-Баудо, впадину Атрато, продолжение которой к северу носит название “бассейны” Сину и Сан-Хасинто. Все эти структуры, составляя часть площади Южно-Американского континента, характеризуются отсутствием докембрийского или палеозойского складчатого основания и “океаническим” типом земной коры [128].

Западная Кордильера Колумбии располагается между долинами рек Каука и Аtrato, протягиваясь параллельно Центральной Кордильере. На севере она погребена под частично аллохтонными меловыми и палеогеновыми осадочными комплексами "бассейна" Сан-Хасинто.

Стратифицированные образования Западной Кордильеры подразделяются на две группы.

Первая (группа Дагуа) представлена мощной сложно дислоцированной толщей глинистых сланцев, филлитов, редких прослоев песчанистых известняков, а также отдельных покровов базальтовых лав. К верхней части разреза приурочены флишиодные пачки с линзами кремнистых пород. Мощность толщи не поддается точному определению, но ее считают весьма значительной. Ее возраст условно считают юрским или юрско-меловым, поскольку определимые органические остатки в ней пока не найдены [178].

Вторая группа (Диабазовая) сложена преимущественно основными вулканитами, формировавшимися в морских условиях, а также пелагическими аргиллитами, алевролитами и турбидитами. Мощность группы, вероятно, достигает нескольких тысяч метров. Меловой возраст этих образований подтверждается макрофауной баррема, апта и альба и фораминиферами верхнего мела [178]. По всей вероятности, часть турбидитных отложений, формирующих верхнюю часть Диабазовой группы, относится к нижнему эоцену. Это следует из анализа строения низких горизонтов "бассейна" Сину, где они представлены глубокоководными турбидитами [153].

Следует сказать, что мнение относительно меловых вулканитов, рассматривавшихся ранее как океанические толеиты, изменилось. Углубленный петролого-геохимический анализ этих пород показал принадлежность их к толеитам островных дуг [100]. Однако в целом в связи с недостаточной изученностью Западной Кордильеры можно полагать, что в отдельных блоках могут быть и океанические породы.

Заметную роль в строении Западной Кордильеры играют также гранитоидные массивы, возраст которых определяется К-Аг методом как палеогеновый. Известково-щелочной характер пород, слагающих эти массивы, не вызывает сомнения [100].

Структура Западной Кордильеры, казавшаяся исследователям 50–60-х годов относительно простой в связи со слабой изученностью и закрытостью территории, оказалась исключительно сложной. В настоящее время можно охарактеризовать лишь некоторые принципиальные черты ее строения. С востока Западная Кордильера ограничивается сложной системой разломов, именуемых разломом или сдвигом Ромераль. Это очень сложно построенная зона, которую некоторые исследователи выделяют как самостоятельную структуру [128]. Она характеризуется преимущественно восточными падениями разрывов, которые отделяют континентальную кору Центральной Кордильеры мощностью 35–45 км от "океанической" коры Западной Кордильеры. Эти многочисленные разрывы формируют нечто подобное чешуйчатому меланжу, который включает самые разнообразные комплексы пород: блоки континентальной природы, че-

шуи и достаточно крупные массы гипербазитов, части офиолитовых разрезов, чешуи сланцев высокого давления, мезозойские пелагические или флишиодные породы. Местами к этой зоне приурочена впадина долины Каука, выполненная третичными континентальными отложениями. Уже в пределах менее нарушенных участков Западной Кордильеры, на восточном склоне, слагающие его породы смяты в очень сжатые, часто изоклинальные складки, опрокинутые к западу, что, видимо, подчеркивает их связь с зоной Ромераль. О структуре осевой части Кордильеры данных очень мало. Можно лишь говорить, что и там сохраняется интенсивная дислоцированность мезозойских образований. В пределах западного склона Кордильеры и особенно вблизи тектонической границы с впадиной Аtrato (область Чоко) вновь отчетливо проявляется западная вергентность складчатых форм и восточное падение в целом параллельных им разрывов и чешуйчатых надвигов, к которым приурочены тела серпентинитов [128].

Серрания-де-Баудо является еще одним положительным структурным элементом характеризуемого подразделения. Этот невысоко поднятый хребет располагается непосредственно на границе с океаном. На востоке он отделяется от Западной Кордильеры впадиной Аtrato, на юге погружается под кайнозойские отложения Тихоокеанского побережья. На севере, судя по всему, эти структуры продолжают в Серрании-дель-Дарьен Панама. Часто структуры Серрании-де-Баудо объединяются с впадиной Аtrato и расположенными к югу районами Тихоокеанского побережья, такими как область Чоко, ибо они достаточно тесно взаимосвязаны. Серрания-де-Баудо сложена позднемиоценовыми–палеогеновыми вулканитами основного состава, которые рассматриваются как толеиты островных дуг [100]. Однако в сложной тектонической обстановке здесь известны и обрывки настоящих офиолитовых разрезов с гипербазитами и толеитовыми базальтами океанического типа. Вулканогенные породы переслаиваются, а также, видимо, фациально сменяются к востоку пелагическими тонкообломочными отложениями, турбидитами и, выше по разрезу, менее глубоководными отложениями с примесью карбонатного материала [151]. На восточных склонах Серрании-де-Баудо и в прилегающих районах (Чоко) разрез является непрерывным вплоть до верхнего миоцена [151, 126], что дает основание говорить о позднемиоценовом причленении этой структуры к Западной Кордильере.

Прикарибская Колумбия, или район Сину–Сан-Хасинто (рис. 13), также должен быть включен в рассматриваемое подразделение, хотя по своему строению он заметно отличается от районов Западной Кордильеры и Серрании-де-Баудо. Восточной границей этого района служит погребенная под четвертичными отложениями зона разломов Ромераль, а западной – подножие континентального склона в Колумбийской котловине. На юго-востоке он ограничивается поднимающейся Западной Кордильерой. В юго-западной части какая-либо заметная орографическая граница отсутствует, поскольку прикарибские всхолмленные равнины переходят в морфологически сходные площади района Чоко. Прикарибскую Колумбию по геологическим данным, в основном результатам бурения (до глу-

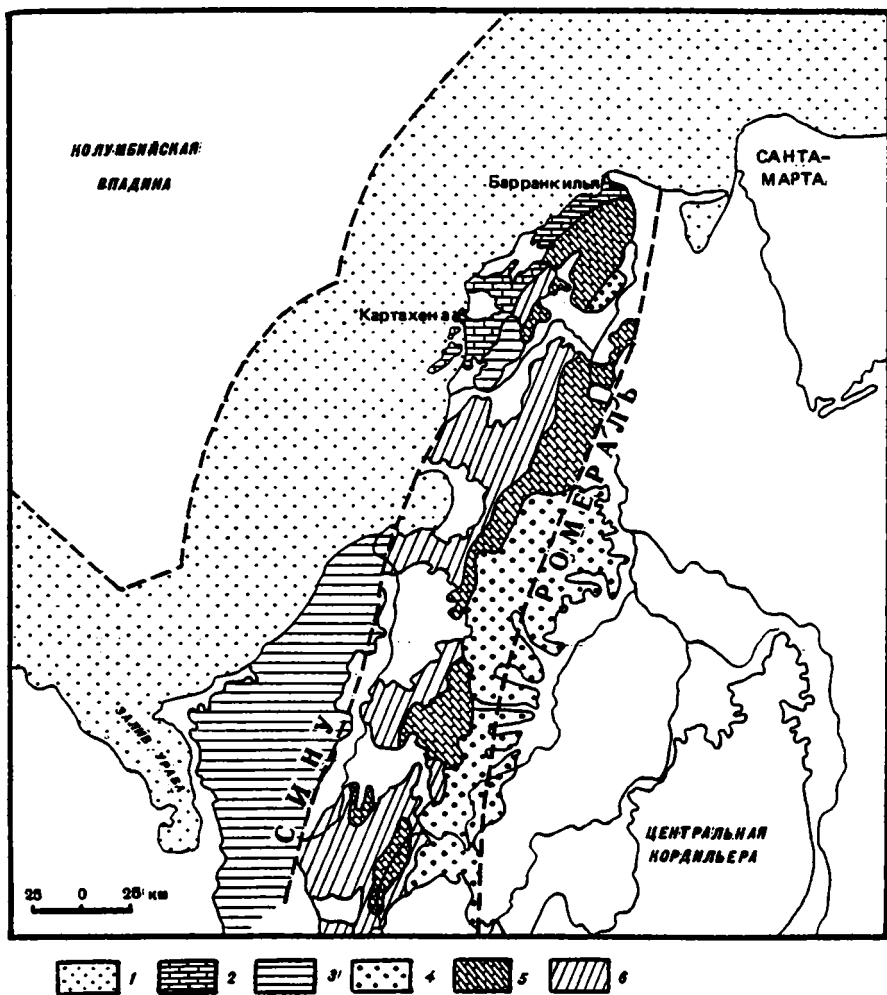


Рис. 13. Строение области Сину—Сан-Хасинто [153]

1—3 — зона Сину: 1 — недеформированные голоценовые осадки вне пределов суши, 2 — слабо деформированные мелководные морские отложения верхнего плиоцена — плейстоцена, 3 — в различной степени деформированные глубоководные морские отложения олигоцена — нижнего плиоцена; 4—6 — зона Сан-Хасинто: 4 — локально деформированные наземные отложения верхнего плиоцена — плейстоцена, 5 — слабо деформированные мелководные морские отложения верхнего эоцена — нижнего плиоцена, 6 — глубоководные отложения верхнего мела — среднего эоцена

бины 3500–4000 м и более), Э. Дюк-Каро подразделяет на восточный "пояс" Сан-Хасинто и западный – Сину [151, 152].

Осадочная колонна "пояса" Сину имеет три подразделения: толщу глубоководных осадков (пелагические известняки, кремни с радиоляриями) олигоцена – нижнего миоцена, толщу турбидитов среднего миоцена – нижнего плиоцена и несогласно перекрывающую мелководно-морскую и континентальную толщу нижнего плиоцена – плейстоцена. Палеобатиметрический анализ, выполненный Э. Дюк-Каро (1974 г.), указывает на большие (до 5–6 тыс м) глубины формирования олигоцен-миоценовых толщ.

"Пояс" Сан-Хасинто сложен исключительно осадочными отложениями. Нижняя часть разреза представлена пелагическими кремнистыми породами и кремнистыми алевролитами позднего мела, перекрытыми палеогеновыми (палеоцен – средний эоцен) турбидитами (более 4000 м). Лишь на юге среди позднемеловых отложений известны прослои базальтовых лав, а также, видимо, олистолиты или тектонические чешуи гипербазитов. Несогласно выше среднеэоценовых турбидитов залегают мелководно-морские отложения верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, которые, в свою очередь, несогласно перекрываются континентальными отложениями верхнего миоцена – плиоцена. Очень сходное строение имеют и основные структуры обоих "поясов". Главной их характерной чертой являются узкие сжатые протяженные антиклинали, почти всегда с диапировым ядром, сложенным сильно деформированными пелагическими осадками, окруженными турбидитами, и открытые пологие слабо удлинённые синклинали, углы падения крыльев которых редко превышают 10–15° [152]. Исключительно осадочный в большей части глубоководный характер разреза и положение этих районов между более древними и близкими по возрасту островодужными структурами Западной Кордильеры и Серрании-де-Баудо позволяют думать, что этот район представляет собой структуру типа аккреционной призмы. Распространение подобного "пояса" на Карибском шельфе к северу и востоку ставит ряд новых вопросов при геодинамической интерпретации этого района.

Некоторые выводы. Быделение структурно-вещественных комплексов в районах рассматриваемой области как будто не представляет особых сложностей, хотя многие вопросы остаются очень слабо изученными в этом очень труднодоступном регионе. Несомненно хорошо выраженными являются островодужные комплексы: мел-палеогеновый Западной Кордильеры и позднемеловой – неогеновый Серрании-де-Баудо. К сожалению, практически невозможна интерпретация "формации Дагуа" Западной Кордильеры, поскольку не известны ни ее возраст, ни соотношения с островодужным комплексом, ни существенные особенности структурного положения. Океанические комплексы в Западной Кордильере и Серрании-де-Баудо представлены в основном офиолитовыми аллохтонами, которые пока почти не изучены. Исследованные в последние годы офиолиты о-ва Горгона представляют собой фрагмент океанической коры, аккрезированной в эоцене. Глубоководные осадочные отложения бассейнов Сину, Аtrato и Тихоокеанского побережья могут рассматриваться

как осадки междугеового бассейна или, частично, как осадки выполнения глубоководных желобов и, таким образом, также принадлежат группе океанических комплексов. Достаточно уверенно определяются постколлизийные комплексы, начало формирования которых в Западной Кордильере относится к концу палеогена – началу миоцена, а в остальных районах – к позднему миоцену – плиоцену.

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

Подобная область выделена на северо-востоке Карибского региона, где она маркирует пограничную зону между океаническими пространствами Атлантики и Карибскими малыми океаническими бассейнами. Именно в этой зоне располагаются острова восточной части архипелага Больших Антилл – Гаити, Пуэрто-Рико. В эту зону следует также включать Восточную Кубу [128], а также Ямайку, расположенную на северо-восточном окончании Никарагуанского поднятия, разделяющего глубоководный трог Кайман и Колумбийскую котловину Карибского бассейна. Здесь будет рассмотрено лишь строение островов Гаити, Пуэрто-Рико и Ямайка, поскольку материалы по Восточной Кубе для сохранения целостности картины приведены в разделе, посвященном конкретному анализу структурно-вещественных комплексов Кубы.

Остров Гаити – второй по величине остров архипелага Больших Антилл – геологически наименее изученный и, возможно, наиболее сложный. Вероятно, сложность современной структуры объясняется его положением в зоне стыка многих весьма различных по своей природе структур. Так, южная часть острова граничит с желобом Муэртос Венесуэльского бассейна на востоке, с подводным поднятием Беата в центре и Колумбийской впадиной и Никарагуанским подводным поднятием на западе; на северо-западе остров примыкает к восточному окончанию Багамской “шпоры”, а на северо-востоке ограничивается западным продолжением глубоководного желоба Пуэрто-Рико; на западе к островному склону Гаити подходит выклинивающаяся часть трога Кайман, а на востоке островные склоны Гаити и Пуэрто-Рико сливаются.

Основные орографические элементы острова (рис. 14) в целом хорошо подчеркивают особенности геологической структуры, что отличает Гаити от Кубы, где эта связь выражена менее отчетливо. Положительные элементы рельефа, продолжая или кулисообразно подставляя друг друга, группируются в протяженные зоны, ориентированные в широтном и субширотном – северо-западном направлениях. Эти зоны разделяются также протяженными пониженными участками – впадинами, поверхность которых сложена позднекайнозойскими отложениями. С юга на север можно выделить следующие структурно-орографические элементы. Южная цепь состоит из “массивов” де-ла-Селль и Сьерра-де-Баоруко и отделяется впадиной Кюль-де-Сак–Энрикильо от Промежуточной цепи, в которую входят хребет Матье и Сьерра-де-Нейба. К северу от этой цепи располагается долина р. Сан-Хуан и равнина Артибонит. Осевую часть

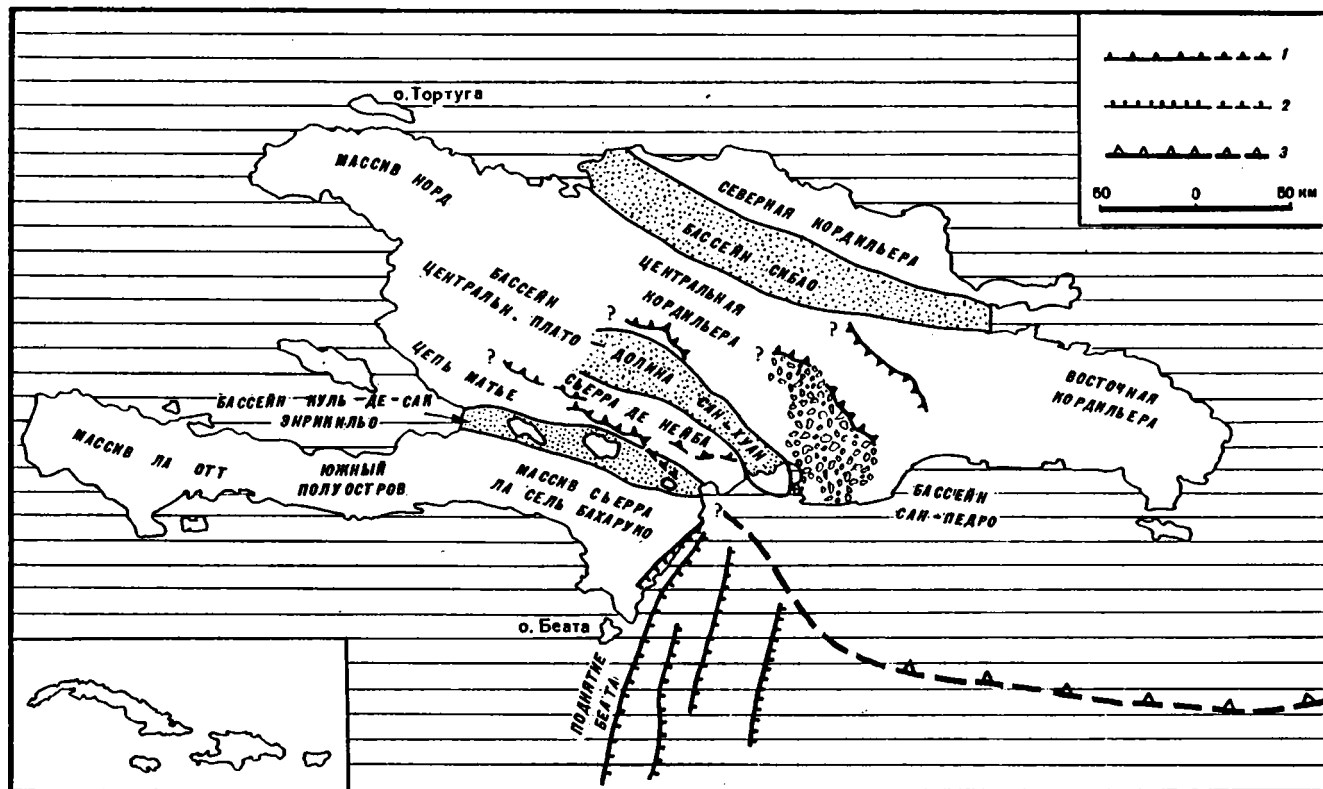


Рис. 14. Морфоструктурная схема о-ва Гаити [141]
1 — надвиги; 2 — разломы; 3 — зоны субдукции

острова занимает Центральная цепь, состоящая из Центральной Кордильеры (на востоке) и массива Норд и гор Нуар (на западе). Долина Сибао отделяет Центральную цепь от Северной, именуемой Северной Кордильерой, продолжением которой на востоке служат холмы п-ова Самана. Несколько изолированное положение занимает Сьерра-дель-Сибао, или Восточная Кордильера, ограниченная на севере заливом Самана, а на юге – прибрежной равниной Сейбо.

Каждая из выделенных орографических зон характеризуется распространением специфических структурно-вещественных комплексов и особенностями геологического строения, отличающими их друг от друга.

Южная цепь (зона) строго широтного простирания имеет антиформное строение – центральная ее часть сложена преимущественно меловыми образованиями, а на северном и южном флангах развиты палеогеновые и неогеновые отложения. В последние годы результаты исследований в средней части зоны дают основание по-новому подойти к рассмотрению геологического строения этой части Гаити и его геодинамической интерпретации [199, 109]. Важнейшей ее особенностью является уникальный для Гаити характер разреза меловых образований. Он определяется чередованием покровов пиллоу-базальтов, массивных базальтов и диабазовых силлов с глинистыми и радиолариевыми кремнистыми известняками, известковистыми алевролитами, редко – граувакками и кремнями. Осадочные породы, судя по литологическому строению и заключенным в них палеонтологическим остатками, являются, скорее всего, глубокоководными образованиями. Уверенные датировки по анализу микрофауны начинаются с сеноман-турона [199], однако значительная мощность разреза ниже этого горизонта, а также апт-альбские датировки У. Рисайда (цит. по: [235]) позволяют относить низы разреза к нижнему мелу. Следует отметить, что в верхней – кампан-маастрихтской части разреза вулканы встречаются реже и представлены в большинстве случаев диабазовыми силлами, а в некоторых районах вовсе не отмечаются. По петрологическим характеристикам базальты и диабазы принадлежат толеитовой серии, а по геохимическим – соответствуют промежуточному типу между толеитами срединно-океанических хребтов и примитивных островных дуг. Однако наиболее близки они к базальтам окраинных морей [199].

Ранее считали, что палеогеновые отложения несогласно перекрывают этот комплекс [235]. Но в настоящее время доказано, что выше базальтового основания залегает непрерывный разрез от кампан-маастрихта до верхнего миоцена, представленный преимущественно карбонатными отложениями. Обращает на себя внимание полное отсутствие в палеогене и миоцене Южной зоны следов вулканической деятельности, а также даже продуктов перемыва вулканических пород (до среднего миоцена), что резко отличает разрезы этой зоны от более северных.

В пределах Промежуточной цепи (хребет Матье, Сьерра-де-Нейба) известны лишь небольшие выходы меловых образований, представленных преимущественно вулканогенными породами, возраст которых рассматривается как позднемеловой [235]. Судя по составу и обилию взрывчатых продуктов они, вероятно, могут считаться островодужными. Однако

недавно в пределах хребта Матье установлены также сенонские образования, аналогичные "океанической" серии п-ова Южного, что указывает на более широкое их распространение и на необходимость смещения к северу границы океанического блока. Меловые вулканиты перекрываются трансгрессивной обломочной толщей палеоцена, которая согласно наращивается массивными и мелоподобными слоистыми известняками эоцена и известняками с кремнями олигоцена. Несогласно на этих толщах залегают флишoidные породы раннего миоцена. Вероятно, отложения палеогена и миоцена могут сопоставляться с образованиями, формирующимися на неактивных островных дугах. Особое внимание привлекают в Промежуточной цепи нефелиновые базальты плиоцена, которые большинство исследователей рассматривают как доказательство рифтогенных процессов [235, 188, 195].

Центральная цепь имеет весьма сложное строение. Здесь известны поля, сложенные различными метаморфическими породами, крупные пластины серпентинизированных гипербазитов и значительных размеров гранитоидные плутоны. Метаморфические породы Центральной цепи образуют две полосы, разделенные разрывом, к которому приурочен почти непрерывный пояс серпентинизированных перидотитов [235, 182]. Полоса к юго-западу от перидотитов сложена породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации (объединенных в формацию Дуарте). Однако в эту формацию включены совершенно различные породы – с одной стороны, это амфиболиты по габброидам и metabазальты офиолитового комплекса и с другой – базальты, андезиты известково-щелочной серии [192]. Интересно, что как те, так и другие имеют очень близкий абсолютный возраст – 127–123 млн лет [182]. К северо-востоку от пояса гипербазитов породы метаморфизованы в зеленосланцевой высокобарической фации и в них отчетливо распознаются первичные породы, представленные кварцевыми кератофирами, спилитами, базальтами и андезитами, а также туфами этих пород несомненно островодужной природы.

Во многих районах Центральной цепи известны неметаморфизованные известково-щелочные вулканогенные породы. Так, на северо-западном полуострове Гаити они подстилают известняки, датированные сеноман-туоном, а выше располагается также разрез в основном вулканогенных пород с прослоями и линзами известняков [235], датируемый поздним мелом вплоть до маастрихта. К юго-востоку в Центральной Кордильере и в Сьерре-де-Сейба на востоке позднемеловые образования представлены вулканогенно-осадочными породами, прорванными иногда мелкими штоками диоритов и тоналитов (абсолютные датировки интрузивных пород – 90–80 и 68–66 млн лет).

Палеогеновые породы в Центральной цепи несогласно перекрывают верхнемеловые. На северо-западе (горы Нуар) они представлены андезитами, дацитами и их туфами, в Центральной Кордильере преобладают осадочные породы с примесью туфогенного материала и туфы, на разных уровнях отмечаются горизонты известняков. Вулканогенно-осадочный характер разреза свойствен палеоцену и раннему и среднему эоцену. Гранитоидные интрузии среди этих отложений радиологически датирова-

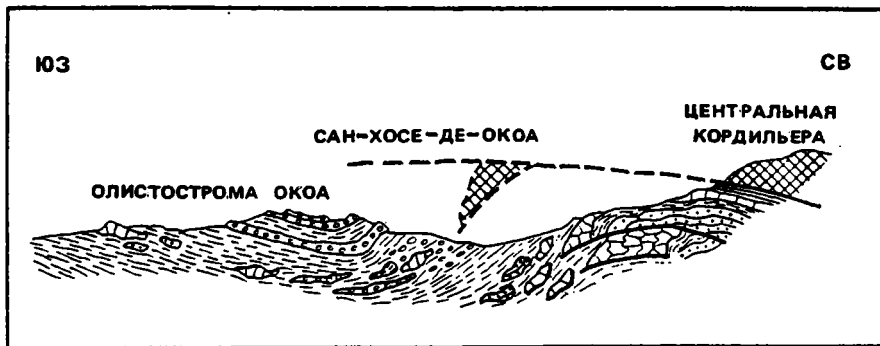


Рис. 15. Соотношение олистостромы Окоа и метаморфических образований Центральной Кордильеры [117]

1 — матрикс эоценовой олистостромы Окоа; 2 — кремнистые известняки среднего эоцена; 3 — подзмеловой флиш; 4 — метаморфические породы Центральной Кордильеры

ны 45–44 млн лет. Отложения позднего эоцена залегают несогласно на более древних и с этих несогласием, видимо, связано кардинальное изменение типа осадконакопления. Практически в большинстве районов Центральной цепи отложения позднего эоцена представлены массивными и иногда мелоподобными известняками. Однако на востоке Центральной Кордильеры на ее юго-западных склонах развиты своеобразные отложения, именуемые "хаотической серией Окоа" [117] или "глыбовыми отложениями эоцена Окоа" (рис. 15). Эта толща, датируемая поздним эоценом, представляет собой смесь разнообразных по составу глыб и обломков, погруженных в известково-аргиллитовый матрикс, что делает ее сопоставимой с отложениями типа олистостром или осадочного меланжа. Состав олистолитов свидетельствует об их происхождении из районов Центральной Кордильеры, расположенных севернее. Обращает на себя внимание также и южная вергентность складчатых форм и пологих разрывных нарушений в самой "хаотической серии" и в соседствующих с ней образованиях, что в целом свидетельствует, видимо, о значительных горизонтальных перемещениях. Считается, что терригенные отложения олигоцена запечатывают тектонические покровы, возникшие в позднем эоцене. Это подтверждается практически повсеместным в Центральной цепи несогласным залеганием известняков и обломочных пород олигоцена на позднеэоценовых отложениях. Обломочные породы, рифогенные известняки миоцена согласно наращивают разрез олигоцена и приурочены в основном ко впадинам, отделяющим Центральную цепь от Северной и Промежуточной.

Северная цепь, протягивающаяся от о-ва Тортю по северному побережью Гаити и заканчивающаяся на п-ове Самана, характеризуется весьма своеобразным строением и, как и многие другие районы острова, не-

удовлетворительной изученностью. Прежде всего, эта цепь привлекает внимание распространением голубых сланцев и эклогитов, впервые описанных Ф. Наглем (1974 г.). Наиболее крупные выходы известны на п-ове Самана, где эклогиты, эклогит-амфиболиты, глаукофановые амфиболиты и глаукофановые сланцы, в также серпентиниты образуют линзоподобные тела среди сильно деформированных известково-слюдистых сланцев и мраморов. В других районах к западу полосчатые амфиболиты с глаукофаном, глаукофановые сланцы и эклогиты ассоциируют с выходами серпентинитов, образуя смежные с ними тела, либо составляя включения внутри серпентинитов. На о-ве Торто в обнажающихся из-под известняков верхнего олигоцена сланцевых слюдистых известняках также встречаются линзы эклогитов. Возраст этих метаморфических образований пока не ясен, однако, по мнению изучавшего их Ф. Нагля, они, скорее всего, являются юрскими. М.Л. Сомин считает (устное сообщение), что литологически известняки (мраморы) п-ова Самана хорошо сопоставляются с мезозойскими (юрскими) мраморами самой восточной оконечности Кубы, в которых встречены следы радиолярий. Определение возраста голубосланцевого метаморфизма дает цифры, группирующиеся около 40–30 млн лет и 100 млн лет, что, в целом, сходно с возрастом основных метаморфических комплексов Больших Антилл. Это также свидетельствует о том, что процессы субдукции были активны с раннего мела и закончились до олигоцена.

Ранее считали, что в Северной цепи позднеэоценовые обломочные толщи перекрывают меловые и палеоген-нижнеэоценовые вулканогенно-осадочные породы, а также серпентиниты. Однако недавние исследования выяснили, что все они представляют собой лишь крупные олистоплаки в так называемой "олистостроме Сан-Маркос" средне-верхнемиоценового возраста [117]. Трудно судить, представляют ли эти олистоплаки более древних пород местные, но не вскрытые образования, или же они имеют более отдаленное происхождение. Олистострома Сан-Маркос запечатывается несогласно залегающими на ней известняками верхов миоцена – середины плиоцена. Таким образом, в Северной цепи к известным уровням несогласий и перестроек следует добавить позднемиоценовый, который, возможно, свойствен только северной зоне.

Структура о-ва Гаити еще до недавнего времени считались относительно простой [123, 252]. Но работы последних лет [141, 117] показали ошибочность этого суждения, основанную на недостаточной изученности. Эти исследования продемонстрировали большую сложность строения острова, в структурах которого запечатлены существенные горизонтальные движения. Они выражены в широком распространении предмаастрихтских, позднеэоценовых и, по-видимому, предпозднемиоценовых тектонических покровов, в развитии связанных с ними олистостромовых ("хаотических") толщ, в различной вергентности складчатых структур и пологих разрывов. Очень значительную роль в тектоническом устройстве острова играют также сдвиги [195], вследствие развития которых сформировались впадины растяжения.

В пределах Южной цепи наиболее ярко проявлена позднекампан-ран-

немаастрихтская тангенциальная тектоника с северной вергентностью складчатых и разрывных нарушений [141].

Для Промежуточной цепи характерны позднемиоценовые тектонические покровы с южной вергентностью структур [117], а в Центральной цепи в районе северных склонов отмечаются надвиги северной вергентности, время проявления которых устанавливается с трудом (поздний сенон – эоцен). В районе же южных склонов широко проявлены тектонические покровы среднего–позднего эоцена с отчетливой южной вергентностью [117]. В Северной цепи о существовании значительной тангенциальной тектоники свидетельствует наличие тел серпентинитов, появление которых должно относиться к предмаастрихтскому времени, и возникновение пояса метаморфитов высокого давления. Крупная тектоническая фаза начала позднего эоцена отмечена несогласием и накоплением обломочных толщ. Эта фаза совпадает по времени с тангенциальными движением на юге Центральной Кордильеры. Средне-позднемиоценовая олистодрома: Сан-Маркос, как уже говорилось, отмечает, видимо, горизонтальные перемещения этого времени в направлении резко погружившейся области на севере [117].

Остров Пуэрто-Рико – самый восточный остров гряды Больших Антильских островов. Непосредственно к северу от него располагается одноименный глубоководный желоб с глубинами, превышающими 8000 м, а к югу – желоб Муэртос, маркирующий границу склона островной гряды и Венесуэльской впадины.

Большинство исследователей последних лет [139, 181] учитывая всю сумму имеющихся данных, выделяют на острове три разнопостроенных блока (юго-западный, центральный и северо-восточный), сложенных позднемезозойскими и палеогеновыми породами, а П. Маттсон (1989 г.) рассматривает эти блоки в качестве террейнов. Вдоль северного и южного побережья острова они перекрыты слабо деформированными терригенными и карбонатными отложениями среднего олигоцена – плиоцена (рис. 16). Наиболее сложным строением характеризуется юго-западный блок. Границей его с центральным блоком служит так называемый эоценовый пояс, протягивающийся от северной части западного побережья до центральной части южного берега.

В качестве древнейших образований о-ва Пуэрто-Рико рассматривается так называемый офиолитовый комплекс Бермеха. В него включаются серпентиниты, слагающие значительные площади, метаморфические породы – амфиболиты, амфиболовые сланцы, зеленые сланцы, кремнистые породы, метабазальты. В настоящее время выяснено, что породы, относившиеся раньше к единому комплексу, образуют несколько самостоятельных единиц [181]. Вероятно, наиболее древними являются серпентиниты и ассоциирующие с ними амфиболиты и амфиболовые сланцы, возраст метаморфизма которых определен в 127–85 млн лет [139]. Чешуи и тектонические пластины кремнистых пород (Марикита Шерт), располагающиеся структурно выше серпентинитов и метаморфитов, были датированы по микрофауне радиолярий ранним титоном, готерив-барремом и верхним аптом. Следует отметить, что если в титоне и низах готерив-баррема кремни не имеют никаких примесей, то в барреме и апте в них появ-

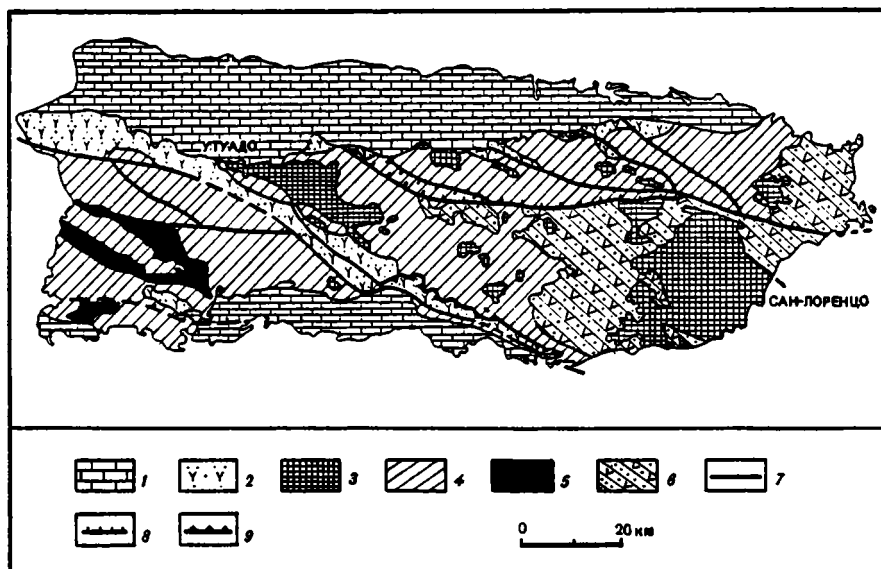


Рис. 16. Схематическая геологическая карта о-ва Пуэрто-Рико [192]

1 — олигоцен-голоценовые отложения; 2 — палеоцен-эоценовые осадочные и вулканические породы; 3 — позднемеловые—эоценовые плутоны; 4 — позднемеловые осадочные и вулканические породы; 5 — офиолиты; 6 — раннемеловые вулканические и осадочные породы; 7 — разрывы (преимущественно левосторонние сдвиги); 8 — сбросы; 9 — надвиги

ляется тефрогенный материал, что, как считают Дж. Джойс с коллегами (1987 г.), может рассматриваться как приближение области осадконакопления к островной дуге. Кремни Марикита несогласно перекрываются формацией Рио-Локо, начинающейся известковистыми конгломератами с галькой кремней и метатолентов, а выше сложенной подушечными базальтами и андезитами. Эти породы считаются докампанскими, а некоторые исследователи коррелируют их с альбскими вулканитами. Как кремни Марикита, так и вулканиты Рио-Локо перекрываются известняками Паргера раннего кампана — маастрихта. Галька пород, принадлежащих комплексу Бермеха, отмечается и в известняках Паргера.

Комплекс Бермеха П. Маттсон и Е. Пессаньо интерпретировали как фрагмент океанической коры титон-раннемелового возраста. Однако петролого-геохимические данные по метаморфическим породам не дают оснований отрицать и возможность их отнесения к породам ранних стадий развития островной дуги [181].

Позднемеловые образования характеризуются сложным фациальным взаимоотношением между осадочными (карбонатными) и глинистыми (глины Яуко) породами и вулканическими толитами [252]. Вулканогенно-осадочные образования самых верхов мела практически без несогласия переходят в палеоцен-эоценовую толщу, сложенную вулканогенны-

ми породами андезитового состава, содержащими крупные линзы массивных известняков (формация Сан-Герман).

По петролого-геохимическим характеристикам все постапские вулканы принадлежат известково-щелочной серии и без сомнения могут рассматриваться как островодужные. Кроме того, отмечается распространение кремнистых отложений маастрихта, палеоцена и эоцена, считающихся глубоководными, которые полого надвинуты к северу в виде часто опрокинутых пластин и тектонических чешуй.

Центральный блок располагается к востоку от "эоценового пояса", протягиваясь до юго-восточного побережья. На севере он отделяется от северо-восточного блока крупным левосторонним сдвигом Серро-Мула. Для этого блока характерно развитие ниже- и верхнемеловых вулканогенно-обломочных толщ с преобладанием лав, вулканических брекчий, туфов и вулканогенно-обломочных пород. Вулканогенно-обломочным толщам свойственна существенная фациальная изменчивость – переходы от массивных или подушечных лав андезитов, андезито-базальтов, дацитов к вулканическим брекчиям и вулканомиктовым конгломератам и вулканомиктовым песчаникам, однако в большинстве своем толщи остаются морскими. Существующие проблемы и неуверенность в датировке касаются, в основном, низов раннемелового разреза. Относительно хорошо определен возраст лишь апт-альбской его части. Верхнемеловые образования охарактеризованы фауной иноцерамов и рудистов от турона до маастрихта.

Петролого-геохимические данные по меловым вулканикам однозначны – все они принадлежат ярко выраженной известково-щелочной серии, а часть из них – высококалиевой группе в составе этой серии [147, 252].

Палеоцен-эоценовые вулканогенно-осадочные породы имеют незначительное развитие в центральном блоке, формируя полосы, сопровождающие крупные разломы, особенно на севере блока. Вулканомиктовые породы, туфы и редкие вулканы по составу отвечают андезитам и дацитам; среди пепловых продуктов отмечаются игнимбриты.

Более трети площади центрального блока занимают два крупных интрузивных массива среднего состава (гранодиориты, кварцевые диориты, диориты), абсолютный возраст которых определяется как позднемеловой (78–65 млн лет [139]). Имеются также многочисленные мелкие тела того же состава, определение абсолютного возраста которых показывает, что среди них присутствуют как меловые (112–109 млн лет), так и палеогеновые (56–37 млн лет [139]). Петролого-геохимические характеристики пород этих плутонов дают основание считать, что они являются комагматичными с меловыми и палеогеновыми вулканиками и могут рассматриваться в качестве единой островодужной вулканоплутонической ассоциации [147].

Строение северо-восточного блока в определенной мере напоминает строение центрального блока. Большую часть его площади составляют меловые образования, представленные осадочными и вулканогенными породами. Однако, в отличие от центрального блока, здесь резко преобладают осадочные толщи, а вулканомиктовые и вулканогенные породы занима-

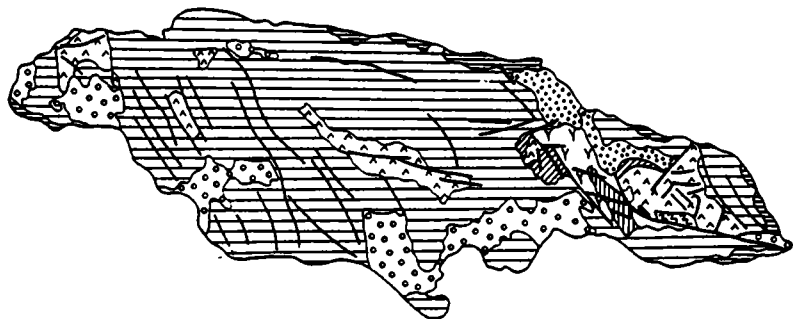


Рис. 17. Схематическая геологическая карта о-ва Ямайка ([148], с упрощениями)

1 — квартер; 2 — прибрежный поздний миоцен; 3 — ранний эоцен—ранний миоцен; 4—6 — палеоцен — ранний эоцен: 4 — вулканы Ньюкастл, 5 — формация Ричмонд, 6 — формация Воугутер; 7 — позднемеловые—палеоценовые гранодиориты; 8 — меловые вулканогенно-осадочные породы; 9 — метаморфические сланцы; 10 — серпентиниты; 11 — разломы

ют подчиненное положение. Наиболее древние датированные альбом породы расположены на востоке. Верхнемеловые толщи нарастают альбскими и без заметных перерывов и несогласий венчаются маастрихтскими отложениями. Состав вулканогенных продуктов практически идентичен составу вулканических продуктов центрального блока. Палеоген-эоценовые породы также занимают аналогичную структурную позицию и сходны по составу. Небольшие интрузивные массивы гранодиорит-кварц-диоритового состава прорывают меловые отложения и по результатам определения абсолютного возраста считаются позднемеловыми и палеогеновыми [139, 182].

Остров Ямайка расположен на северо-восточном окончании Никарагуанского поднятия, разделяющего глубоководный трог Кайман и Колумбийскую котловину Карибского моря. Геологическое строение этого острова изучено еще недостаточно и это особенно касается районов, сложенных меловыми образованиями. Последние слагают небольшие по площади разрозненные эрозионные "окна", сопоставление строения которых вызывает существенные трудности. Большая же часть площади острова перекрыта карбонатными отложениями среднего эоцена — нижнего миоцена и другими более молодыми отложениями (рис. 17).

Наиболее древней палеонтологически датированной толщей на Ямайке являются преимущественно вулканогенные образования (формация Девиль-Рассекурс), выходящие в "окно" Бенбоу [121, 235]. Нижнюю видимую часть разреза слагают лавовые покровы базальтов и андезито-базальтов с типичными пиллоу-лавами в верхней половине разреза (300 м), перекрытые туфобрекчиями (100 м). Выше располагается первый горизонт органогенно-обломочных известняков с рудистами баррема (?) и толща брекчий, состоящих из обломков базальтов, андезитов и известняков. Стратиграфически выше залегает мощная толща известняков без

фауны, перекрываемая туфоконгломератами и вулканомиктовыми конгломератами с отдельными прослоями и линзами кремнистых пород с остатками неопределенных радиолярий и лавовыми покровами миндалекаменных базальтов. Венчают эту толщу и разрез формации Девиль-Рассекурс базальтовые пиллоу-лавы мощностью около 300 м. Горизонт конгломератов отделяет эту формацию от вышележащей, в которой преобладают слоистые полевошпатовые песчаники и алевролиты с отдельными прослоями известняков. Последние содержат остатки альбских гастропод и рудистов, а в верхней части – наннопланктон турона [175].

К юго-востоку от района Бенбоу, в "окне" Эбав-Рок, также известен предположительно нижнемеловой разрез, представленный внизу толщей кремнистых пород, алевролитов с прослоями песчаников и конгломератов, перекрытой толщей андезитовых лав, туфов, агломератов. Возраст принят условно на основании того, что эти образования прорываются позднесенонскими гранодиоритами [235] и в то же время в целом по характеру структуры должны подстилать нижнемеловые породы формации Девиль-Рассекурс.

Петролого-геохимические характеристики вулканитов нижнего мела Ямайки рассматривали Т. Доннели с коллегами (1978 г.) и Т. Джексон и Т. Смит [175]. Результаты анализов показывают, что базальты нижней части разреза соответствуют исключительно толентам островодужного типа, а в верхних частях, хотя и появляются породы с известково-щелочной тенденцией (трендом), но они существенно отличаются от типичных известково-щелочных низкими содержаниями урана, тория, калия, а также иными содержаниями редкоземельных элементов, которые более характерны для примитивных серий островных дуг [147].

Стратиграфически наиболее низкие горизонты верхнемеловых образований, по-видимому, выходят в Центральном "окне". Там, под палеонтологически датированными коньяк-сантонскими алевритами с прослоями песчаников и известняков располагается мощная (1000 м) толща вулканических брекчий и конгломератов с прослоями песчаников и покровами базальтовых лав [235]. Выше коньяк-сантонской пачки осадочных пород разрез вновь наращивается вулканогенно-обломочной толщей (600 м), содержащей покровы андезитовых лав. Меловой разрез венчается маастрихтскими карбонатно-обломочными и, частично, красноцветными отложениями, которые содержат лишь переработанный вулканический материал. В других районах, исключая "окно" Голубых гор, на строении которого мы кратко остановимся позже, преимущественным распространением пользуются маастрихтские и кампан-маастрихтские карбонатно-обломочные отложения с примесью вулканомиктового материала. Лишь в "окне" Сент-Анн известны турон-коньякские отложения.

Особо следует остановиться на строении Голубых гор [186, 243]. Этот район имеет очень сложное геологическое строение, несмотря на относительно незначительные размеры (40 x 20–30 км). Среди позднемеловых образований, занимающих здесь небольшие площади, можно выделить по крайней мере два разновозрастных тектонически совмещенных структурно-вещественных комплекса. Один из них установлен на севере центральной

части Голубых гор [186]. Видимые низы разреза представлены вулканомиктовыми конгломератами, перекрытыми пачкой обломочных известняков с фауной кампана. Выше располагается толща (600 м) подводно-морских лав андезит-дацитового состава и пачка грубых пирокластов, перекрытых органогенно-обломочными известняками с рудистами и фораминиферами маастрихтского возраста. Известково-щелочной состав вулканитов [175] и характерные мелководно-морские условия осадочных отложений не оставляют сомнения в островодужной обстановке формирования этой толщи. К этому следует также добавить, что толща прорвана штоками гранодиорит-тоналитового состава, и это лишь подтверждает, что речь идет об островодужной вулканоплутонической ассоциации. Вулканиты (так называемые андезиты Бони-Вью) известны в этом районе и в более молодых образованиях нижнего эоцена, что свидетельствует о продолжении формирования островной дуги на Ямайке [186].

Другой, офиолитовый, структурно-вещественный комплекс (формация Бав-Данробин) выделен недавно в юго-восточной части Голубых гор [243], хотя о существовании в этом районе вулканитов преимущественно базальтового состава было известно и ранее [186]. Образования офиолитового комплекса слагают площади непосредственно к северу от крупного разлома Плантен-Гарден и по своему строению и составу подразделяется на две части.

Первая, слагающая наибольшие площади, представлена почти исключительно тонкозернистыми афировыми базальтами, в которых иногда отмечаются текстуры лавовых покровов и подушечное строение. Изредка в базальтах присутствуют линзы известняков и кремнистых пород. В нижней части формации известна кампанская микрофауна, а в верхнем горизонте известняков – раннемаастрихтская.

Ко второй группе, относимой к офиолитовому поясу, принадлежит сложное и тесное переплетение базальтов, долеритов, габбро и тоналитов с отдельными тонкими линзами кремнистых пород среди базальтов. В этой сложной смеси отмечаются как рвущие контакты долеритов с базальтами, так и постепенные переходы между афировыми базальтами и равномерно-среднезернистыми габбро. Здесь не отмечено участков, сложенных типичным комплексом параллельных даек, а также выходов основных или ультраосновных кумулятов [243]. Считается, что все эти породы составляют нижнюю часть офиолитового комплекса. Вероятно, к офиолитовому комплексу должны быть причислены и тектонические чешуи серпентинитов, известные и откартированные вдоль разлома Плантен-Гарден, приблизительно в 15 км западнее.

Петролого-геохимическая характеристика офиолитов Бав-Данробин по содержанию как основных окислов, так и малых элементов показывает их полное соответствие типичным океаническим толеитам [243]. Крупная положительная аномалия Буге (+155 м/гал), соответствующая запад-северо-западному простиранию Голубых гор, объясняется присутствием пород большой плотности (офиолиты и метаморфиты) на большой глубине (4 км на севере и 9 км на юге). Как считают Г. Уэдж и др. [243], возможно, что офиолиты Бав-Данродин представляют собой лишь верхние части

значительной по величине пластины океанической коры, подстилающей островодужные образования, а не тонкие аллохтонные чешуи внутри островодужного комплекса.

В пределах "окна" Голубых гор кроме рассмотренных комплексов известны метаморфические породы, образующие две прерывистые полосы непосредственно к северо-востоку и юго-западу от протяженного сложного разрыва Блю-Маунтин–Плантен-Гарден. Их подробно изучил Г. Дрэпер [148], который установил, что полоса к северо-востоку от разлома сложена сильно дислоцированными, преимущественно альбит-кварц-тремолит-эпидотовыми сланцами, часто содержащими кроссит и стильпномелан. Среди этих сланцев (сланцы Иберия) встречаются горизонты сильно деформированных мраморов и, иногда, небольшие чешуи серпентинитов, приуроченных к разрывам либо к границам распространения пачек. Минералого-геохимический анализ образцов из толщи сланцев показывает, что эта ассоциация является типичной для метаморфитов высокого давления и низкой температуры [148]. Первичными породами для сланцев являлись вулканиты.

Полоса метаморфитов к юго-западу от разлома представлена сланцами более высокой степени метаморфизма – эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (сланцы Вестфалия). Определение абсолютного возраста сланцев Вестфалия дает цифру 76 ± 2 млн лет, что, естественно, отражает время их метаморфизма [243].

Существование сланцев, претерпевших метаморфизм высокого давления по одну сторону от разлома, и пород, испытавших высокотемпературные взаимодействия при относительно низких давлениях по другую сторону, дало основание Г. Дрэперу с сотрудниками (1976 г.) сопоставить их с парными метаморфическими поясами.

Непосредственно к юго-западу от "окна" Голубых гор располагается известный в литературе пояс (или прогиб) Вогуотер, сложенный породами нижнего палеогена, неизвестными в других районах Ямайки. Их распространение ограничивается на севере–северо-востоке разломами Силвер-Хилл–Яллах–Плантен-Гарден, а на юге и юго-западе – разломом Вогуотер. Пояс Вогуотер сложен обломочными и вулканогенными породами палеоцена (?) – нижнего эоцена общей мощностью 3000–6000 м. Разрез подразделяется на три части [175]. В нижней преобладают плохо сортированные морские и наземные конгломераты иногда с прослоями песчаников (формация Вогуотер), а в верхней – косослоистые песчаники с прослоями алевролитов и конгломератов (формации Ричмонд). Наиболее сложно построена средняя часть разреза, в которой отмечается чередование осадочных пород с вулканитами. Среди вулканитов отчетливо выделяются две петрографические группы – базальты Хальберштадт и дациты Ньюкастл, которые чередуются между собой. Детальные петролого-геохимические исследования этих пород, проведенные Т. Джексоном и Т. Смитом (1973 г., [175]), показали, что базальты Хальберштадт принадлежат толеитовой серии, характерной для внутриконтинентальных районов и сопоставимой с траппами Деккана и платобазальтами Колумбия-Ривер США. Дациты Ньюкастл имеют все признаки известково-щелочных

пород, характерных для островных дуг. Такое тесное переплетение несомненно внутриплитных базальтовых пиллоу-лав и островодужных дацитов Т. Джексона и Т. Смита [175] объясняют по модели Д. Карига [179] расколом меловой дуги, растяжением с образованием внутридугового бассейна с новой базальтовой корой и деятельностью фронтальной дуги в условиях продолжающейся конвергенции плит.

Верхи формации Ричмонд практически согласно перекрываются широко распространенной формацией Желтых известняков верхов нижнего – низов среднего эоцена (мощность 300–400 м). Эти отложения в свою очередь без видимого несогласия переходят в толщу очень чистых известняков среднего эоцена – среднего миоцена (формация Белых известняков), которые слагают две трети поверхности Ямайки.

Некоторые выводы. Суммируя данные по геологии рассмотренных районов можно отметить, что наибольшим распространением в их пределах пользуются островодужные и океанические (в широком смысле) группы комплексов. Океанические комплексы имеют различное строение и широкий возрастной диапазон. В качестве наиболее древних следует рассматривать офиолиты Пуэрто-Рико, среди которых выделяются образования как второго слоя (амфиболиты) и верхней мантии (серпентиниты), так и осадочного чехла (кремни Марикита). Породы чехла датируются в интервале от титона до верхнего апта. Вероятно, близкими по возрасту являются офиолиты Центральной цепи о-ва Гаити (амфиболиты формации Дуарте), возраст метаморфизма которых совпадает с таковыми для амфиболитов комплекса Бермеха о-ва Пуэрто-Рико (127 млн лет). Океаническая группа комплексов другого возраста распространена на Южном полуострове Гаити, где базальты, соответствующие второму слою, определяются как апт-коньякские, а перекрывающий их осадочный чехол имеет кампан-маастрихтский возраст. Наконец, третий океанический комплекс развит на о-ве Ямайка. Слагающие его породы второго слоя датируются кампан-маастрихтом. Таким образом, базальты второго слоя формировались с титона вплоть до конца позднего мела.

Определение начала образования островодужных комплексов в рассматриваемых районах связано с трудностями палеонтологических датировок. Наиболее древние палеонтологические датировки отвечают баррему (Ямайка), а определения абсолютного возраста дают значения, соответствующие готериву (127 млн лет, о-в Гаити), однако нет сомнения, что островодужные комплексы начали формироваться еще в поздней юре. Характерно, что почти во всех районах вулканическая деятельность затухает к концу мела, а ее новый расцвет приходится на палеоцен – ранний эоцен. Но, начиная с позднего эоцена признаки вулканической активности не отмечаются ни в одном районе. Кроме островодужных и океанических комплексов должны быть выделены также рифтовые комплексы, представленные палеоцен-раннеэоценовым поясом Воуготер на Ямайке, который, вероятно, отвечает постумным процессам, связанным с раскрытием Юкатанской впадины. К своеобразным рифтовым структурам могут быть отнесены также "ромбовидные" бассейны, возникающие в результате крупных сдвиговых перемещений (Гаити). Пока лишь на Гаити воз-

можно выделение коллизионного комплекса позднего эоцена, представленного олистостромой Сан-Маркос. В остальном же, отложения с середины позднего эоцена и вплоть до современных, скорее всего, отражают их формирование в небольших внутримитных бассейнах.

СОВРЕМЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ НА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ

К этому подразделению в Мексиканско-Карибском регионе следует отнести юг Центральной Америки (Панамско-Коста-Рицкая дуга) и Малые Антильские острова (дуга Малых Антилл). Обе эти дуги отделяют, соответственно, Тихий и Атлантический океан от Карибского бассейна. Дуги характеризуются "океаническим" типом земной коры, высокой сейсмичностью и плиоцен-четвертичными и современными вулканами.

Малые Антиллы образуют слабо выпуклую к востоку дугу, протягивающуюся от пролива Анегада, отделяющего их от системы Больших Антильских островов, к континентальному склону Южно-Американского континента в районе 62° з.д., проходящему между о-вом Тринидад и п-овом Пария Венесуэлы. К западу от Малых Антилл располагается впадина Гренада, а к востоку – сложное сочетание морфоструктур Атлантики. На севере это окончание желоба Пуэрто-Рико, а на юге – впадина Тобаго, отделенная от собственно Атлантики поднятием Барбадос. Ширина подводной основной террасы в южной части Малых Антилл составляет всего 40–60 км, к северу же от о-ва Доминика 100–120 км и дуга выражена двумя грядами островов.

До относительно недавнего времени считалось, что на всех Малых Антиллах не существует отложений древнее эоцена. Однако после обнаружения юрско-меловых пород о-ва Дезирад было установлено, что они распространены вплоть до о-ва Гваделупа [118]. Вначале юрско-меловые образования интерпретировались как части разреза офиолитовой ассоциации, однако по результатам более поздних исследований картина рисуется иначе. По данным Ф. Буйса с соавторами [118], мезозойские образования о-ва Дезирад представлены двумя комплексами. Нижний сложен трондjemитами, тоналитами и ассоциирующими с ними покровами риолитовых лав. Возраст комплекса определяется различными методами абсолютной геохронологии в 150–142 млн лет. Средний комплекс включает подушечные лавы базальтов с линзами кремней и перекрывающие их риолиты. Из кремней определены радиолярии готерив-баррема (119–112 млн лет), а анализ образцов на абсолютный возраст дает цифры 98–75 млн лет. Существенный материал по мезозойским комплексам дают также результаты драгирования вдоль гряды Малых Антилл [118]. Благодаря этим исследованиям, подкрепленным данными сейсмологии, установлено, что северная часть гряды Малых Антилл подстилается мезозойскими (позднеюрско-меловыми) образованиями. Характер этих образований однозначно рассматривается как островодужный, что влечет за собой очень важный вывод о том, что эта их часть развивалась вместе с дугой Больших Антилл [118].

Палеогеновые вулканогенно-осадочные отложения характерны для

большинства островов Малой Антильской гряды. Палеонтологически доказанные средне- и верхнеэоценовые вулканогенные породы с прослоями известняков слагают значительные площади на островах Сан-Бартоломео и Сан-Мартин [235]. Очень мощный (до 3500 м) вулканогенно-обломочный разрез олигоцена отмечен на о-ве Антигуа. Южнее, на островах Гваделупа и Мартиника также описаны эоценовые и олигоценовые образования с прослоями осадочных толщ [235]. На Гренадинах силицифицированные известняки датируются нижним и средним эоценом, выше которых располагаются вулканиды верхнего эоцена. Наиболее южный остров гряды Малых Антилл – Гренада – является единственным, где палеогеновый разрез представлен верхнеэоценовым флишем с характерными интенсивными дислокациями. Олигоценовые отложения, наращивающие флишевой разрез, содержат уже грубый пирокластический материал, указывающий на близкое расположение вулканических центров.

Широкое распространение на Малых Антиллах рифогенных известняков миоцена указывает, с одной стороны, на начавшееся в раннем миоцене общее опускание и, с другой, на весьма слабое проявление вулканической деятельности, отраженное в незначительной пропорции туфогенных пород и в еще меньшей степени вулканитов на некоторых островах (Мартиника, Санта-Люсия) к югу от о-ва Гваделупа. Общее поднятие в конце миоцена привело к завершению характерного рифогенного осадконакопления и совпало с началом нового активного этапа вулканизма.

Палеогеновый вулканизм на Малых Антиллах имел главным образом толеитовый характер, что отражается в преимущественном развитии андезит-базальтовых серий. Возможно, что с завершающим этапом этого вулканизма связаны интрузии кварцевых диоритов на островах Сан-Бартоломео и Сан-Мартин [235].

С раннего плиоцена начинается плиоцен-современный этап вулканизма Малых Антилл. Он характеризуется развитием крупных стратовулканов, ось максимального распространения которых в северной двойной цепи островов сместились к западу (острова Саба, Монсеррат, Гваделупа) на несколько десятков километров, а в южной, одинарной цепи – лишь на первые километры [235]. Состав вулканических извержений преимущественно андезитовый, хотя присутствует вся гамма пород – от базальтов до риолитов; характерна также существенная эксплозивность извержений. Петрологические особенности однозначно указывают на известково-щелочной тип плиоцен-современных вулканитов. Коррелятивная связь вулканизма Малых Антилл с расположенной к востоку сейсмофокальной зоной не вызывает сомнений.

Наклоненное на запад положение сейсмических границ океанической плиты хорошо увязывается с положением и наклоном сейсмофокальной зоны, прослеженной под Мальми Антиллами до глубины 200 км [111].

Южная часть Центральной Америки (Панамско-Костариканская вулканическая дуга) примерно от широты оз. Никарагуа издавна рассматривалась как своеобразный мост, соединяющий "континентальную" Центральную Америку и Южно-Американский континент [225]. Также достаточно давно

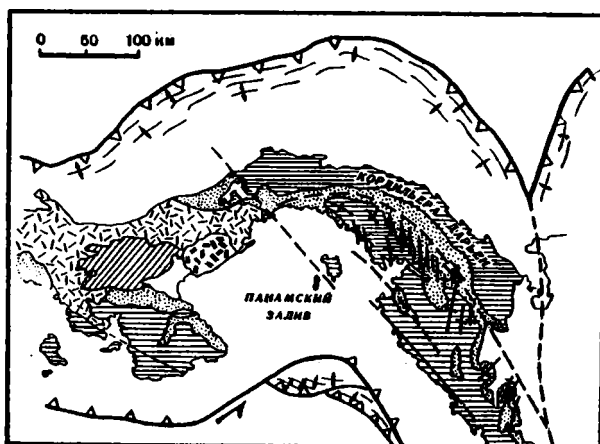
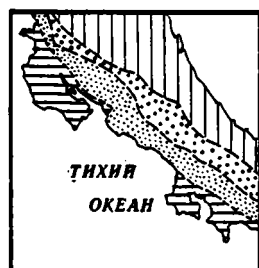


Рис. 18. Геодинамическая схема Коста-Рики [163]

1 — офиолитовая аккреционная призма (J_3-K); 2 — фронтальная дуга (K_2-P); 3 — вулканоплутоническая дуга ($P-N_2$); 4 — тыловая область (K_2-Q)

Рис. 19. Геолого-тектоническая схема Панамы [229]

1 — постэоценовые отложения; 2—5 — вулканы: 2 — четвертичные и третичные, 3 — третичные, 4 — миоценовые и олигоценовые, 5 — позднемеловые—раннетретичные и плутоны того же возраста

по палеонтологическим данным установлено, что биологическая изоляция Южной Америки закончилась в позднем миоцене, т.е. окончательное "наведение моста" следует сопоставить именно с этим временем. Кроме того, не подлежит также сомнению, что структуры Сerrании-де-Баудо непосредственно продолжают в Юго-Восточной Панаме [126].

В пределах рассматриваемого района породы древнее позднеюрских не известны. Мощность земной коры повсеместно составляет 20–25 км, лишь к югу от оз. Никарагуа, восточнее п-ова Никойя известна площадь около 300 км в длину и менее 100 км в ширину, где мощность земной коры возрастает до 35–40 км [128] и строение ее интерпретируется как континентальное.

Известные наиболее древние образования юга Центральной Америки выделяются обычно как комплекс Никойя, или "комплекс основания", и датируются поздней юрой и ранним мелом. Однако дело обстоит значительно более сложно, как это выяснили последующие исследования [224, 99, 163, 187]. Не вдаваясь в детали, можно сказать, что нижняя часть комплекса Никойя, слагаемая толеитовыми базальтами несомненно океанического типа с редкими прослоями кремней с радиоляриями (поздняя юра—ранний мел), представляет собой, видимо, часть разреза офиолитовой ассоциации, дополнением которому могут служить серпентинизированные перидотиты п-ова Санта-Элена [163] и габброиды, встречающиеся на п-ове Никойя (рис. 18).

Разграничение этой нижней "офиолитовой" части комплекса Никойя и верхней, представляющей собой уже иные образования, сталкивается с большими трудностями и возможно только при детальных петрологических исследованиях, так же как это характерно для других районов, где разрезы базальтов океанического типа соседствуют в сложной тектонической обстановке с вулканитами начальных стадий формирования островных дуг. Как бы то ни было, но более молодые палеонтологически датированные части разреза базальтов с прослоями осадочных пород (сеноман или ранний сантон, вплоть до маастрихта и выше) являются и более фациально разнообразными и на востоке п-ова Никойя существенно представлены вулканотерригенными породами. Пожалуй, это обстоятельство при недостаточном количестве материала для однозначных петрологических заключений делает более приемлемым мнение о раннеостроводужной обстановке формирования верхней части комплекса Никойя [99].

В северо-восточной Панаме в области Сан-Блас–Дарьен также имеются довольно обширные выходы "комплекса основания", в которых объединены толеитовые базальты океанического типа и, вероятно, островодужные андезито-базальты и осадочные породы. Последние наращиваются мощным палеогеновым разрезом, основу которого составляют известково-щелочные вулканиты и морские туфогенно-осадочные породы [128]. Мощный разрез палеогеновых известково-щелочных вулканитов местами с морскими осадочными отложениями слагает центральную часть Панамы – Кордильеру-де-Таламанка и Гатун [182]. Эти отложения вмещают также палеогеновые и миоценовые известково-щелочные плутоны. Таким образом, имеются все основания рассматривать южную часть Центральной Америки в период с сенона по ранний миоцен как островную дугу, сформированную на океанической коре (рис. 19).

Особое место занимает район между побережьем Тихого океана и озерами Манагуа и Никарагуа, где из-под плейстоценовых вулканических покровов выходят осадочные толщи, содержащие тонкую примесь переработанного туфогенного материала. Эти толщи мощностью до 10 000 м датируются от сеномана до позднего миоцена и между ними не отмечается несогласий или существенных перерывов [253]. По геофизическим и буровым данным они прослеживаются через север Коста-Рики и бассейн Лимон и далее к востоку вдоль берегов Панамы [98]. Практическое отсутствие среди этих отложений вулканитов и непрерывность их разреза заставляют рассматривать пояс распространения этих толщ как отложения морского бассейна, разделявшего континентальный блок Северной Центральной Америки и мел-кайнозойскую островную дугу Южной Центральной Америки вплоть до их столкновения в позднем миоцене, о чем свидетельствует позднемиоценовая складчатость и "наведение моста" между Центральной и Южной Америкой.

На все описанные более древние образования юга Центральной Америки наложен продолжающийся из северной части Центральной Америки плиоцен-четвертичный вулканический пояс с современными активными вулканами [253]. Известково-щелочной состав слагающих его вулканитов

позволяет коррелятивно связывать этот пояс с сейсмофокальной зоной, падающей под Центральную Америку под углом 50°, выход которой на поверхность в целом приурочен к Центрально-Американскому глубоководному желобу. По данным сейсмологических исследований, осуществившихся в 66-м и 67-м рейсах б/с "Гломар Челенджер" глубоководного бурения в океанах [97], угол наклона поверхности океанической плиты совпадает с наклоном сейсмофокальной зоны.

КОЛЛИЗИОННЫЕ ЗОНЫ

В рассматриваемом регионе к этому подразделению отнесена лишь зона столкновения континентальных блоков, примером которой является зона между крупными разломами Полочик и Хокотан-Чамелекон, отделяющая структуры Северной Центральной Америки от структур Юго-Восточной Мексики (рис. 20). Распространение в этой зоне специфических структурно-вещественных комплексов и характерные особенности строения позволяют достаточно отчетливо ее маркировать.

В пределах этой зоны большие площади занимают палеозойские метаморфические породы, прорванные девонскими гранитоидами. Метаморфиты очень сильно деформированы, в них отмечаются значительные дометаморфические тектонические покровы. На эти структуры наложены значительно более поздние рассланцевание и катаклиз, которые в основном ориентированы параллельно крупнейшим разломам – Полочик-Чикской, Мотагуа, Хокотан-Чамеликон. По данным И. Холла и Дж. Батсона (1972 г.), позднепалеозойские образования являются типично "эвгеосицинальными" и противопоставляются "миогееосицинальным" отложениям гор Майя и области Петен на севере. Юрские отложения в данной зоне практически не известны, что может быть связано с различными причинами, однако альб-сеноманские глубоководные радиоляриевые известняки и кремни, резко отличающиеся от карбонатно-эвапоритовых отложений этого возраста в области Петен, как будто свидетельствуют о сохранении условий, характерных для позднего палеозоя и триаса. Эти глубоководные отложения к югу (ближе к Гондурасу) сменяются вверх по разрезу толщey средних и кислых вулканитов и вулканомиктовых обломочных пород (верхний сеноман, турон, сантон), сопровождаемых в верхах разреза скоплениями гетерогенных пород меланжа Хопала [253]. Интенсивная складчатость с обширными шарьяжами, метаморфизм и гранитоидные интрузии характеризуют раннекампанское время, после чего несколько севернее происходит накопление кампан-маастрихтских флишевых отложений [251]. Существенные складчатые движения конца маастрихта – палеоцена сопровождаются гранитоидными интрузиями (65–50 млн лет). Интересно, что некоторые из этих гранитоидных массивов датируются К-Аг методом по породе 50 млн лет, отдельные же образцы по биотиту – 95 млн лет [253], что позволяет рассматривать их как преобразованные в результате тектономагматических процессов конца маастрихта – палеоцена.

Широким распространением в рассматриваемой зоне пользуются и массивы гипербазитов, часто приуроченных к крупным разрывам. Ранее они

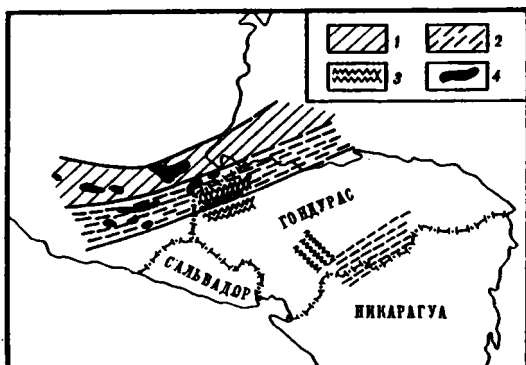


Рис. 20. Позднемезозойские орогенетические пояса Северной Центральной Америки [251]

1–3 – пояса: 1 – ларамийский, 2 – субгерцинский (турон–сенон), 3 – средне-меловой; 4 – серпентиниты

рассматривались как палеозойские, на самом же деле, их выход на поверхность относится к предмаастрихтскому времени, о чем свидетельствуют первые признаки появления этих пород в зонах размыва [253].

Таким образом, существование совершенно различных обстановок накопления отложений на юго-востоке Мексики и к югу от нее, во всяком случае с позднего палеозоя до раннего кампана, наличие мантийных гипербазитов в зоне Полочик–Хокотан свидетельствуют о том, что области Северной Центральной Америки и юго-восточной Мексики, вероятно, были разделены пространством с океаническим типом коры, которое было полностью закрыто в кампан-маастрихтское время в результате двухэтапного столкновения континентальных блоков, проявившегося в двух пиках складчатости, надвигообразования, метаморфизма и гранитообразования.

МАЛЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАСЕЙНЫ

В предыдущих разделах при описании геологического строения районов, окаймленных широкими шельфами и континентальными склонами, уже приводились данные о строении акваторий. Ниже рассматривается геология собственно Мексиканско-Карибского бассейна, в пределах которого выделены различные типы морфоструктур (рис. 21). Чисто морфологически в пределах бассейна выделяются: глубоководные котловины (впадины), разделяющие или ограничивающие их подводные поднятия и глубоководные желоба, приуроченные к границам отдельных котловин.

Глубоководные котловины (впадины) Мексиканско-Карибского бассейна генетически различны. В пределах рассматриваемого бассейна выделяется несколько глубоководных впадин – Сигсби в центральной части Мексиканского залива, Венесуэльская, Колумбийская, Юкатанская и Гренада, а также трог Кайман – в Карибском море.

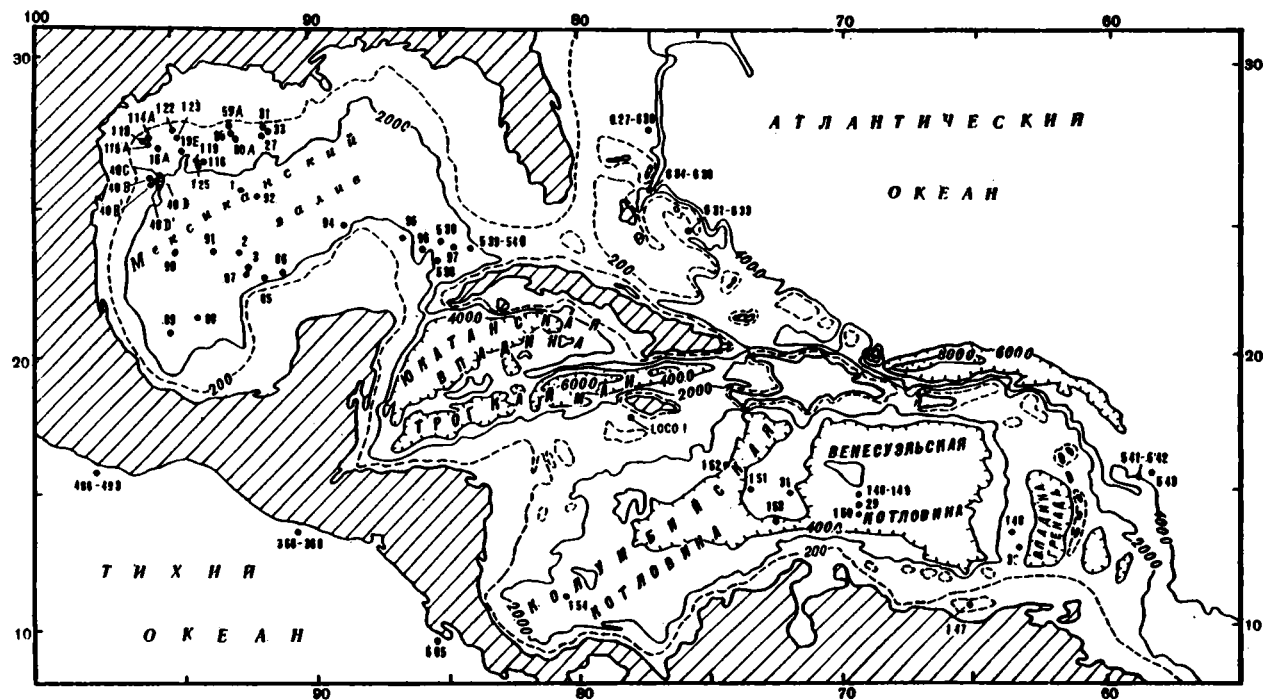


Рис. 21. Схема расположения скважин глубоководного бурения в Карибском регионе

Впадина Сигсби представляет собой глубоководную часть Мексиканского залива и отделяется резкими уступами от прилегающих областей шельфов и континентальных склонов на востоке, юге и северо-западе. На северо-востоке и на западе отмечается плавный переход континентального склона во впадину Сигсби. Строение глубоководной части Мексиканского залива изучалось геофизическими методами в течение более чем 20 лет и суммировано Р. Мартином и Дж. Кейзом (1975 г.). По последним наиболее полным сейсмическим исследованиям [173], в строении коры впадины выделяются три слоя. Первый – осадочный (мощностью около 4 км) объединяет отложения верхнего мела – квартера. Подстилающий слой (3–5 км) сопоставляется со вторым слоем океанической коры. Ниже располагается слой, соответствующий третьему слою океанической коры (3–6 км). Увеличение мощности высокоскоростного слоя, происходящее на бортах впадины, интерпретируется как проявление коры переходного типа.

В центре и на юго-западе глубоководной части Мексиканского залива пробурен целый ряд скважин, которые не вышли из плиоценовых или миоценовых отложений. В юго-восточной части залива пробурено несколько скважин, две из которых, пройдя весь осадочный чехол, вошли в породы фундамента. В забое этих скважин вскрыты: в одной (скв. 538) – гнейсы и амфиболиты, прорванные дайкой неметаморфизованных диабазов, а в другой (скв. 537) – филлиты. Абсолютный возраст пород в обоих случаях определен в 500 млн лет. Внедрение и кристаллизация неметаморфизованных диабазов, судя по определению абсолютного возраста, произошли $190 \pm 3,4$ млн лет назад. Вскрытые породы представляют собой верхнюю часть уплотненной континентальной коры, по возрасту и литологии соответствующие комплексам "Пан-Африканского" типа, известным на северо-востоке Южной Америки и в Западной Африке. Диабазовые дайки по составу и времени внедрения отвечают рифтогенному комплексу диабазов, широко развитому по обеим сторонам Атлантики.

Венесуэльская котловина, занимающая восточную часть Карибского бассейна, на западе и востоке ограничена, соответственно, подводными поднятиями Беата и Авес, на севере – островными склонами Больших Антилл и на юге – островной грядой Подветренных Малых Антилл. На севере граница осложнена желобом Муэртос, протягивающимся вдоль подножия островного склона от Виргинских островов к грабену Энрикильо на о-ве Гаити, а на юге – Венесуэльским желобом, расположенным к северу от подводного хребта Кюрасао [235].

По современным данным в строении впадины различаются два района – юго-восточный и центрально-западный [128, 146, 165]. Юго-восточный район характеризуется спокойным магнитным полем без линейных аномалий в разрезе осадочного чехла, залегающего на океаническом фундаменте; выделяется региональный рефлектор "А", отражающий средне-эоценовые события. В центрально-западном районе под осадочным чехлом с горизонтом "А" располагается рефлектор "В", определявшийся ранее как фундамент, однако позже под ним обнаружены отражающие

сейсмические границы, которые можно рассматривать как признак "вулканогенно-осадочного" слоя раннемелового возраста, залегающего на океанической коре. Интерпретация симметричных магнитных аномалий для северной части впадины предполагает существование океанической коры позднеюрского возраста [165]. На юге и юго-западе этого района пробурены три скважины глубоководного бурения, вскрывшие акустический фундамент. Он представлен долеритами (скв. 149, 150) и миндалекаменными базальтами (скв. 153) и перекрывается фораминиферовыми известняками с прослоями пепла турон-коньякского возраста.

Ограничение южного борта впадины проходит вдоль северного подножия подводного хребта Кюрасао, сложенного мощной (до 14 км) толщей дислоцированных осадочных пород [235]. Отражающая поверхность "В" погружается под этот хребет, прослеживаясь на некоторое расстояние под ним, что дает основание считать, что кора котловины субдуцирует под окраину континента с образованием аккреционной призмы хребта Кюрасао.

На севере котловины вдоль границы с островным склоном Больших Антилл протягивается желоб Муэртос [188]. Его структура характеризуется падающими под островную террасу разрывами и аналогично ориентированными отражающими горизонтами, которые прослеживаются как минимум на 40 км под этой террасой в сторону суши. Своеобразная перемежаемость высоко- и низкоскоростных горизонтов очень сходна со структурой приостровных склонов желобов Тихого океана [188]. Все это позволяет рассматривать северную границу Венесуэльской котловины также как конвергентную.

Расчеты по мгновенной кинематике вращения Северной Америки по отношению к Южной дают скорость схождения 0,7 см/год [204], что подтверждает приведенные соображения.

Колумбийская котловина расположена к запад-юго-западу от Венесуэльской, отделяясь от нее поднятием Беата, а на юге соединяясь с ней "проходом Аруба". На юге она ограничивается Панамской дугой, а на юго-востоке – северо-западным краем Южно-Американского континента. Северная граница – островной склон о-ва Гаити. На северо-западе определить границу впадины и смежного Никарагуанского поднятия весьма затруднительно в связи с очень сложной топографией дна между этими областями.

В Колумбийском бассейне мощность осадочного чехла достигает 4 км. В северной половине нормально прослеживаются отражающие горизонты "А" и "В", а на юге горизонт "В" перекрывается горизонтально залегающими турбидитами [133, 235]. Вдоль южной границы Колумбийской впадины к северу от Панамской дуги и южноамериканского побережья располагается пояс деформированных меловых и третичных глубоководных осадочных отложений, мощность которых достигает 7000 м. Этот пояс обычно рассматривается как аккреционная призма [152, 128].

Сейсмостратиграфическая интерпретация строения осадочного чехла Колумбийской котловины, основанная на данных по скв. 151 и 152 глубоководного бурения, расположенным на ее бортах, показывает, что

осадочный чехол сложен меловыми и третичными пелагическими, гемипелагическими и турбидитовыми отложениями. В забое скв. 152 уже близко к склонам Никарагуанского подводного поднятия вскрыты базальты, которые по своим характеристикам оцениваются как океанические толеиты с несколько повышенными содержаниями калия и тория [147]. Они перекрываются кампанскими глубоководными отложениями, и подобный характер разреза не меняется до самых его верхов.

Юкатанская котловина ограничена на западе Юкатанским шельфом, на юго-востоке – подводным поднятием Кайман, а на севере – склоном островной террасы Кубы. Строение Юкатанской впадины изучено лишь геофизическими методами [235, 195, 221]. Имеющиеся данные показывают, что в пределах абиссальной равнины осадочный чехол (мощность около 1,5 км) характеризуется четкослоистой верхней частью, соответствующей турбидитам, и неяснослоистой нижней частью, отвечающей пелагическим отложениям. Сейсмические горизонты "А" и "В", столь характерные для Венесуэльской и Колумбийской впадин, здесь не обнаруживаются.

Вдоль границы котловины с шельфом Юкатанского полуострова обнаруживается крупный сдвиг, вероятно, эоценового возраста, а в северо-западной части котловины – погребенные надвиги или ископаемые зоны субдукции также эоценового возраста, падающие на север под островную террасу Кубы [195, 169]. На основании величин теплового потока и глубины залегания океанического фундамента Е. Розенкранц определил возраст коры в западной части котловины от среднего эоцена до маастрихта [221], хотя для восточной, но уже по геологическим соображениям, предположил более древний, позднемеловой (возможно, даже юрский) возраст коры. Следует отметить, что строение земной коры Юкатанской впадины в целом наиболее близко таковому океанов как по мощности слогающих слоев, так и по скоростным характеристикам.

Впадина Гренада, расположенная между поднятием Авес и грядой Малых Антилл, характеризуется заметно меньшими глубинами (2800 м), нежели другие впадины Карибского бассейна (4800 м). О строении впадины также можно судить лишь по результатам геофизических исследований [210]. Мощность осадочного чехла на севере составляет 1–2 км и более. По данным Б. Бижу-Дюваля и др. (1978 г.) строение чехла впадины асимметрично и в широтном направлении максимальные мощности осадков (более 4 км) приурочены к подножию гряды Малых Антилл. В Гренадской впадине при сейсмическом профилировании отражающие горизонты "А" и "В", характерные для Венесуэльского и Колумбийского бассейнов, не устанавливаются.

По последним данным многоканальных сейсмических исследований [210], бассейн Гренада характеризуется корой океанического типа лишь в своей южной наиболее глубокой части. Северная же его часть по своему строению аналогична строению подводноморского поднятия Авес, для которого устанавливается островодужная природа. Таким образом, островная дуга конца мела–раннего палеогена огибает впадину Гренада, каким-то образом смыкаясь с основанием современной дуги Малых Антилл.

Глубоководный трог Кайман, узкий (около 100 км) и протяженный (более 1700 км), с глубинами дна, превышающими 5000 м и достигающими до 7000 м, по своему строению резко отличается от других глубоководных впадин Карибского бассейна. Уже давно Дж. Юинг с коллегами (1960 г.) показали, что западная часть трога характеризуется тонкой корой, строение которой очень близко напоминает кору, типичную для океанов. На отрезке между 80 и 83° з.д., т.е. в средней части трога, основание впадины практически не перекрыто осадками. Мощность осадочного чехла увеличивается к западу и востоку от этого района. Трог Кайман является наиболее сейсмичной зоной во внутренней части Карибского региона. По решению механизмов землетрясений П. Молнар и Л. Сайкс (1969 г.) показали, что в целом этот трог отвечает крупной трансформной границе, совпадающей на востоке с разломом Ориенте, который проходит вдоль южного берега Восточной Кубы и далее вдоль борта поднятия Кайман, а на западе – по разлому Сван вдоль северного борта Никарагуанского поднятия.

В этой части поперечно к простираению на 81°40' з.д. располагается V-образная "долина", соответствующая осевой зоне спрединга, которая соединяет трансформные разломы Сван и Ориенте [221] (рис. 22). Наиболее удаленные от этой зоны симметричные магнитные аномалии соответствуют среднему эоцену.

В центральной зоне, по данным исследований с обитаемого аппарата "Алвин", обнаруживается маломощность или отсутствие второго (базальтового) слоя, а данные геофизики свидетельствуют о незначительной мощности (1–2 км) третьего слоя.

Подводные поднятия Карибского бассейна включают структуры генетически различной природы. В пределах внутренней части Карибского бассейна известно несколько подводных поднятий, увенчанных единичными островами. Изучение геологии этих островов не дает ответа на строение большей части поднятий, в связи с чем они, так же как и впадины, изучаются геофизическими методами, а сведения по геологии добываются драгированием и глубоководным бурением.

Поднятие Беата разделяет Венесуэльскую и Колумбийскую глубоководные впадины, протягиваясь почти в меридиональном направлении от п-ова Бахоруко о-ва Гаити до "прохода" Аруба, соединяющего эти впадины. Острова в пределах поднятия отсутствуют.

Сейсмические исследования показывают, что мощность коры здесь составляет около 23 км. Хотя характеристика скорости в двух коровых слоях весьма близка к таковой для океанов (5,4 и 6,6 км/с), суммарная мощность коры превышает океаническую вдвое. Считается, что поднятие представляет собой горст со сложным внутренним рельефом [235]. При драгировании западного крутого склона поднятия Беата [235] с уровней 2–4 км глубины были подняты базальты и долериты. На восточном склоне осадочные отложения формируют сплошной чехол мощностью 600–800 м, в котором отчетливо выделяются характерные для впадин отражающие горизонты "А" и "В". Скв. 151 глубоководного бурения, пробурен-

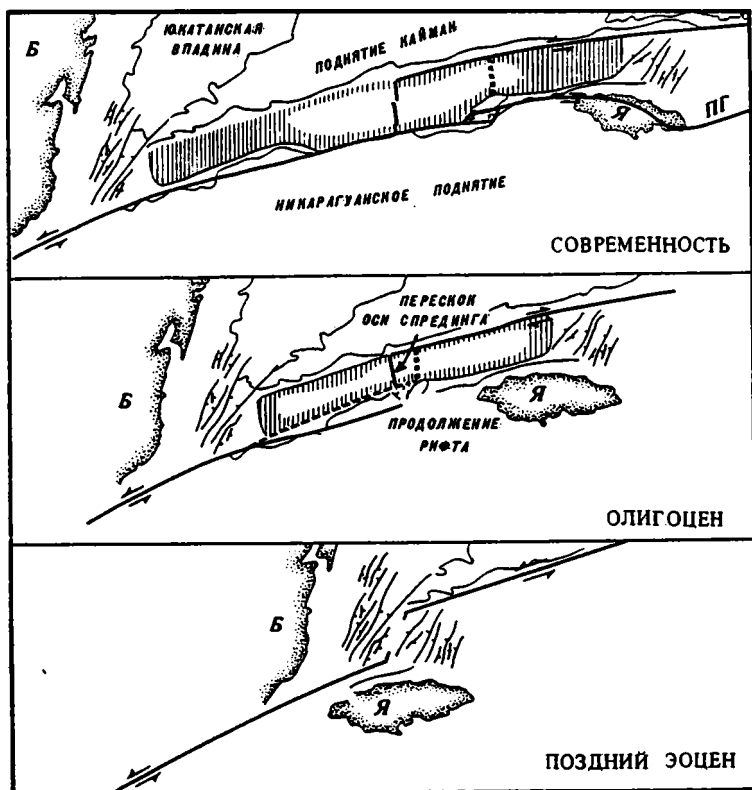


Рис. 22. Геодинамическая модель образования глубоководного трога Кайман (по Е. Розенкрантцу и Склейтеру, 1986 г.)

Б — Белиз; Я — Ямайка; ПГ — разлом Плантен-Гарден

ная на юго-западном окончании поднятия, под осадочным чехлом вскрыла базальты океанического типа.

Возраст перекрывающих базальты осадочных пород определяется как сантонский. Меловые и палеогеновые отложения, вскрытые в скважине, представлены только глубоководными типами, однако на западном склоне поднятия Беата драгированием установлено присутствие мелководных известняков среднего эоцена. Последнее обстоятельство дает основание предполагать, что поднятие Беата как положительная структура была сформирована в эоцене.

Поднятие ("порог") Авес протягивается в меридиональном направлении и разделяет Венесуэльскую и Гренадскую впадины. Глубины в пределах поднятия варьируют от 500 до 1300 м и лишь остров Авес поднимается над поверхностью воды, хотя имеются многочисленные подводные горы, не достигающие поверхности. Характерные для Карибского бассейна отражающие горизонты "А" и "В" на поднятии Авес не отмеча-

ются. Строение глубоких горизонтов коры и глубина залегания поверхности Мохо под поднятием Авес не определялись. При драгировании склонов подводных гор были подняты в основном вулканические породы [235]. В южной части поднятия Авес при драгировании кроме вулканических пород были подняты гранодиориты, а также преимущественно карбонатные осадочные породы. Гранодиориты по абсолютному возрасту датируются поздним мелом – палеоценом, а осадочные породы по микрофауне – средним эоценом – средним плейстоценом [235]. Новые данные, полученные по драгировкам последних лет, свидетельствуют о присутствии дотуронских вулканитов. Все эти материалы говорят о том, что поднятие Авес имеет, видимо, островодужную природу.

Поднятие Кайман расположено к северу от Кайманского трога, отделяясь от него на северо-востоке крупным трансформным разломом Ориенте. Это подводное поднятие является непосредственным морфологическим продолжением хребта Сьерра-Маэстра Восточной Кубы. Юго-восточный склон поднятия очень круто обрывается к желобу, северо-западный значительно более пологий. В пределах поднятия существуют три очень небольших острова. Сейсмические исследования на северо-западном склоне и в сековой части между пиками установили осадочный чехол небольшой мощности (до 300–500 м). По поднятию Кайман выполнен довольно большой объем драгировок, а также наблюдения с обитаемых аппаратов. С нижней части юго-восточного склона подняты только ультраосновные и основные породы и их метаморфизованные аналоги. Выше подняты гранодиориты, дациты, диориты, андезиты, базальты и метаосадочные породы, а также игнимбриты. Верхнюю часть склона составляют породы, происшедшие за счет разрушения подстилающих известково-щелочных магматических пород. Неритовые известняки верхнего эоцена и олигоцена перекрывают этот комплекс. Поднятие Кайман как прежде, так и в настоящее время рассматривается как допозднеэоценовое островодужное сооружение, являющееся продолжением аналогичной структуры хребта Сьерра-Маэстра Восточной Кубы.

Никарагуанское поднятие, протягивающееся от шельфа Никарагуа к Ямайке и далее к Южному полуострову о-ва Гаити, разделяет Колумбийскую котловину и трог Кайман. Это наиболее крупное подводное поднятие, и сложность морфологического и геологического строения соответствует его размерам. Морфологически в пределах поднятия выделяется общий шельф, прилегающий к побережью Никарагуа и Гондураса, к северо-западу и юго-востоку от которого располагаются районы склонов с неправильным рельефом. Склон, прилегающий к Кайманскому трог, обрывается к нему по крупному трансформному разлому Сван, а склон в сторону Колумбийской котловины также имеет ясно выраженный уступ, именуемый уступом или разломом Хесса [235].

В пределах Никарагуанского шельфа пробурено довольно большое количество скважин (глубины 2000–3000 м), но ни одна из них не дошла до складчатого основания, представленного, вероятно, метаморфическими породами, слагающими северные части Гондураса и Никарагуа. Однако непосредственно к северу от берега Гондураса на о-вах Де-ла-Байя из-

вестны выходы метаморфитов, перекрытых третичными осадочными породами [235]. На самом западном острове обнаружены щелочные базальты, прорывающие известняки квартера, что связано, видимо, с рифтогенной природой Кайманского трога.

Строение о-ва Ямайка, расположенного как бы на северо-восточном продолжении Никарагуанского поднятия, уже было рассмотрено. По-видимому, определенные аналогии в строении могут существовать и для окружающих районов. К югу от о-ва Ямайка на банке Педро бурением до глубины 1978 м в забое вскрыты позднемеловые (?) гранодиориты, перекрытые конгломератами и выше – третичными мелководными осадочными породами [235]. На обрывистом северо-восточном склоне Никарагуанского поднятия севернее Ямайки с глубин 3400–600 м подняты гранодиориты, выше которых располагаются зеленокаменноизмененные базальты. Эти гранодиориты могут сопоставляться с позднемеловыми известково-щелочными гранодиоритами Ямайки [147], однако следует иметь в виду, что сходные гранодиориты известны на хребте Сьерра-Маэстра на противоположной стороне трога Кайман, где, так же как и на склоне трога юго-западнее, они вместе с окружающими их вулканитами относятся к палеогену.

На юго-восточном склоне Никарагуанского поднятия пробурена скв. 152 глубоководного бурения, которая на глубине 471–477 м вскрыла базальты, перекрытые кампанскими известняками. Выше по разрезу располагаются фораминиферовые мелоподобные известняки позднего кампана, маастрихта, палеоцена и эоцена. Весь осадочный разрез представлен исключительно глубоководными отложениями, а базальты по своим петролого-геохимическим характеристикам принадлежат океаническим толеитам с несколько повышенным содержанием калия и тория, в целом приближаясь к типу базальтов океанических вулканических поднятий [147]. На островах Сан-Андреас и Каталина к востоку от побережья Никарагуа выходят третичные (?) известково-щелочные и, возможно, щелочные вулканические породы [128]. Таким образом, геологические данные как будто свидетельствуют о том, что Никарагуанское подводное поднятие представляет собой сложное сочетание континентальных, океанических и островодужных структур, взаимоотношения между которыми остаются неясными.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРОСТРАНСТВА

Акватория западной части Атлантического океана, прилегающая к Карибскому региону, характеризуется океаническим дном, в пределах которого можно выделить несколько крупных структур [80]. Собственно абиссальная равнина Атлантики, осложненная вытянутым вдоль трансформного разлома поднятием Барракуда, в непосредственной близости от Антильской дуги на северо-западе сменяется глубоководным желобом Пуэрто-Рико, а на юге – поднятием Барбадос. К западу от последнего располагается впадина Тобаго, непосредственно прилегающая к дуге Малых Антилл. Поскольку эти структуры теснейшим образом связаны с геодинамической ситуацией на границе океана и островной дуги, они будут кратко рассмотрены ниже.

Поднятие Барбадос в последние годы привлекало пристальное внимание исследователей, поскольку его положение во фронте активной островной дуги, а также и весьма специфические геологические образования, известные на о-ве Барбадос [235], позволили сделать предположение о его аккреционной природе. Геофизические работы и два рейса по проекту глубоководного бурения (78-а и 110-й) блестяще подтвердили эти соображения [111, 246].

Большой интерес вызывают палеогеновые и неогеновые отложения, известные на о-ве Барбадос, которые многие годы были загадкой для геологов, изучающих Малые Антииллы [123, 252]. Наиболее древними являются здесь отложения палеоцена—нижнего миоцена (формация Скотланд), которые относятся к типичному флишу, источник которого располагался южнее [235]. Более молодые отложения сложены широко известной Океанической формацией, являющейся сильно деформированной олистостромой. Сейчас очевидно, что флишевые отложения в первой половине палеогена отлагались в желобе, располагавшемся к востоку от южной части островной дуги Малых Антилл. Источником обломочного материала являлся, видимо, Южно-Американский континент, о чем свидетельствует как состав обломков, так и признаки направления сноса. Слои, содержащие вулканический пепел, приурочены к отложениям позднего эоцена, что свидетельствует о субазральных извержениях в дуге Малых Антилл уже в это время. Сейчас нет сомнения в том, что о-в Барбадос представляет собой поднятую часть крупной аккреционной призмы во фронте дуги Малых Антилл [111].

Желоб Пуэрто-Рико, располагающийся к северу и северо-востоку от Антильской дуги, является другой крупной структурой, разделяющей Карибскую область и ложе Атлантического океана. В последние два десятилетия она достаточно активно изучалась различными геофизическими методами, исследовалась подводными обитаемыми аппаратами и драгированием [235, 191]. В результате выяснено, что строение северного склона желоба весьма близко строению ложа океанов. Южный склон желоба, так же как и его осевая часть, имеют, по данным сейсмиков, четырехслойную структуру и значительную (более 20 км) мощность коры. Драгирование в его пределах показывает, что нижняя часть склона сложена метаморфическими породами. На меньших глубинах преобладают осадочные породы, метабазальты, туфы и серпентиниты.

На глубине 5000–6000 м в результате погружения обитаемых аппаратов обнаружены также мелководные известняки среднего миоцена, по-видимому перекрывающие габбро, что дает основание предполагать значительное опускание участков, составлявших ранее структуры о-ва Пуэрто-Рико [191]. Не так давно У. МакКанн и Л. Сайкс (1984 г.) подробно рассмотрели вопросы субдукции коры Атлантики под Антильскую дугу и показали, что косая субдукция происходит по всему желобу Пуэрто-Рико (угол между направлением субдукции и осью желоба составляет 10–20°), при этом пододвигаемая структура асейсмичного хребта Барракуда, дешифрируемая в мезоструктурах внутри желоба, на пути косо́го пододвигания разрушает прежние морфотектонические формы типа участков

аккреционной призмы и преддугового бассейна, оставляя в своем "кильватере" хаотическое нагромождение различных блоков.

Приведенный этими авторами анализ сейсмичности западной части желоба и прилегающих площадей показывает, что на пересечении через восточную часть о-ва Гаити на меридиане п-ова Самана различаются две сейсмофокальные зоны – северная падает под углом около 45° под остров до глубины 150 км, а южная – под продолжение Центральной Кордильеры (глубина зоны до 70 км). На профиле через желоб и пролив Мона также различаются две сейсмофокальные зоны – южная почти вертикальная и прослеживается на глубину от 50 до 200 км, а северная, полая, порядка 30°, прослеживается до глубины 50–70 км.

Ложе Атлантического океана к востоку и северо-востоку от описанных пограничных структур представляет собой обширную абиссальную равнину, разделенную на две части субширотным поднятием Барракуда, маркирующим крупный трансформный разлом. По сейсмическим данным, строение океанической коры отвечает нормальному для абиссальных котловин. В 100 км к югу от поднятия Барракуда на абиссальной равнине пробурена глубоководная скв. 672, прошедшая по осадочным отложениям 500 м и достигшая раннезоценовых пород. Мощность осадочного чехла в районе скважины – 800 м, и, судя по магнитным аномалиям, базальты океанической коры имеют сенонский возраст.

Акватории, прилегающие к Карибскому региону со стороны Тихого океана, отделяются от Карибского моря южной частью Центральной Америки. От широты г. Мехико до западной границы Панамы протягивается Центрально-Американский глубоководный желоб. Со стороны Тихого океана к желобу напротив Теуантепекского перешейка подходит одноименное поднятие, а у западного окончания – поднятие Кокос, которые здесь не рассматриваются.

Центрально-Американский глубоководный желоб морфологически достаточно сходен с другими желобами, сопровождающими активные вулканические дуги. Однако в геологическом отношении он является новым тектонотипом активной конвергентной границы между плитами, вдоль которой не происходит формирование аккреционной призмы [97]. Три рейса глубоководного бурения (66, 67, 84-й), сопровождаемые соответствующими геофизическими работами, сделали Центрально-Американский желоб наиболее изученным из всех структур подобного типа. Основные черты его строения можно суммировать следующим образом.

1. Океаническая кора внешнего борта желоба и прилегающей абиссальной равнины имеет миоценовый возраст и системой нормальных сбросов разбита на ряд горсто- и грабенообразных блоков, косо подходящих к оси желоба. Простираение этих блоков совпадает с направлением полосовых магнитных аномалий.

2. Внутренний склон желоба характеризуется основанием, сложенным породами офиолитовой ассоциации предпозднесенонского возраста, которые образуют, видимо, ряд незаконмерно располагающихся пластин, и перекрывающими его позднесенонско-палеогеновыми и более

молодыми осадочными отложениями, образующими нормальные стратиграфические разрезы. Эти данные позволяют говорить о двух важных моментах: о том, что становление офиолитов произошло до образования современной структуры глубоководного желоба и что на рассматриваемой активной конвергентной границе аккреционная призма за счет сдирания осадков с пододвигаемой плиты не образуется, вследствие их вовлечения в зону субдукции в условиях растяжения при высоком поровом давлении вод в них [97]. Офиолитовый комплекс внутреннего склона желоба по возрасту и составу параллелизуется с офиолитами п-ова Санта-Елена и Никойя Коста-Рики и с гватемальскими офиолитами вблизи разломов Полочик и Мотагуа.

Глава 2

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ КАРИБСКОГО РЕГИОНА

Палинспастические реконструкции в пределах собственно Карибского региона выполнены с использованием той "рамы", которую мы рассчитали в коллективной статье [61], однако сами эти реконструкции внутри "рамы" и вся геологическая интерпретация сделаны заново с использованием идеи Б. Мальфета и М. Динкельмана [193] о "внедрении" Карибского выступа Тихоокеанской плиты между раздвигающимися Северной и Южной Америками. Тем не менее, при использовании самой идеи Б. Мальфета и М. Динкельмана конкретные построения автора в большинстве случаев принципиально отличны, ибо в основу положен принцип максимального объяснения геологических данных по строению складчатого обрамления Карибского бассейна.

Реконструкция для позднего триаса—ранней юры Карибского региона [61] также показывает, что эта область представляла собой в это время континент. Однако в новой модели Мексиканский залив "закрыт" в результате передвижения лишь континентального блока Юкатанского полуострова (с шельфом), а не сдвинутых Юкатанского и Никарагуанского блоков. Никарагуанский блок, согласно палеомагнитным данным В. Гозе и Г. Скотта [168], считается чужеродным и помещен к западу от Пангеи в пределы Тихого океана.

Одним из трудных мест прежней реконструкции на это время являлось взаимное перекрытие докембрийских блоков Микстека—Оаксака Южной Мексики и Санта-Марта Южной Америки, что привело к необходимости "отодвигать" Западную Кордильеру Колумбии вместе с блоком Санта-Марта к югу по сдвигу Ромераль [61]. Однако подобное перемещение, как это показано в недавних работах, охватывает более западные районы (рис. 23) и массив Санта-Марта вряд ли мог быть вовлечен в подобное перемещение к югу. Как представляется в свете последних данных, есть основание считать, что блок Микстека—Оаксака представляет собой чужеродное аккретированное образование [124], возможно как и блок Санта-Марта [220]. Принятие этих положений позволяет совмещать Северную и Южную Америку без перекрытия континентальных блоков.

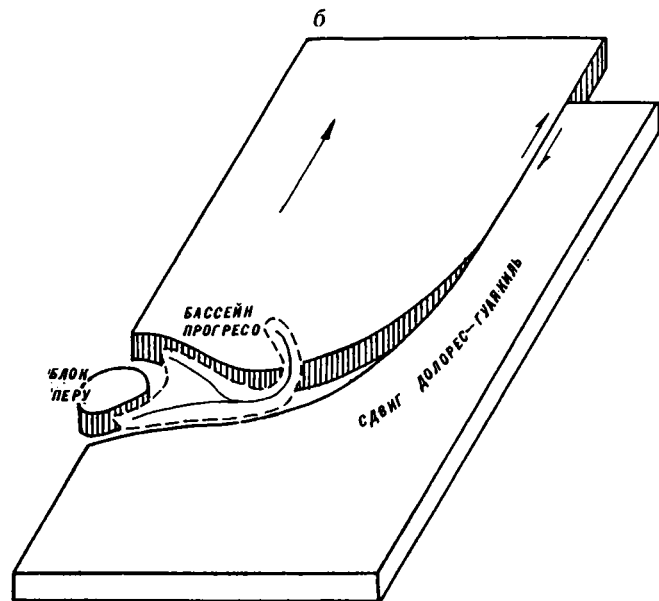
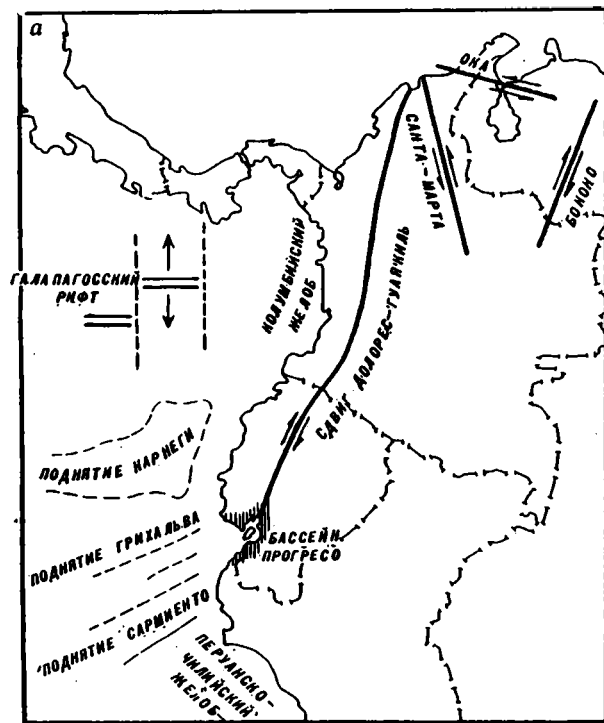


Рис. 23. Схема положения бассейна Прогресо (а) и модель его раскрытия в связи с перемещением по сдвигу Долорес-Гуаякиль (Ромераль) (б) (по П. Манну и др., 1984 г.)

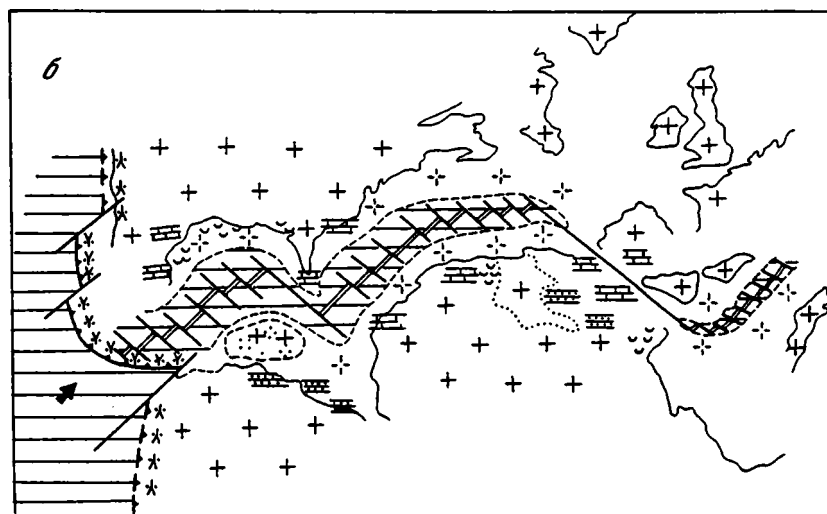
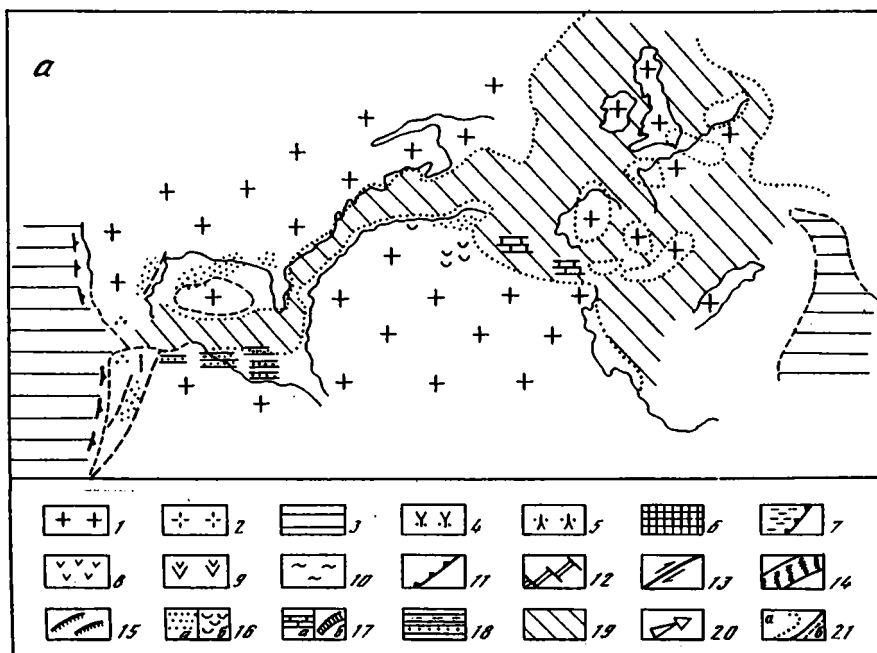
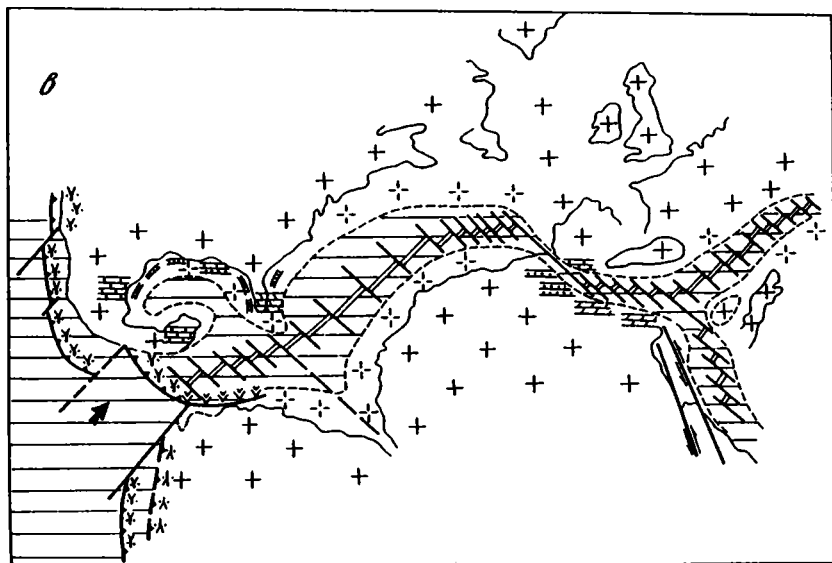


Рис. 24 Реконструкции Западного Тетиса на 180 (а), 150 (б) и 130 (в) млн лет (с использованием материалов [236, 26])

Условные обозначения к рис. 24, 25, 28

1, 2 – континентальная кора: 1 – над уровнем моря, 2 – под уровнем моря; 3 – океаническая кора; 4 – энсиматические островные дуги; 5 – окраинно-континентальные вулканические пояса; 6 – чужеродные блоки; 7 – аккреционные призмы; 8 – неактивные островные дуги; 9 – аллохтонные островодужные комплексы; 10 –



Следует отметить, что по имеющимся данным океаническая область восточного Тетиса начала открываться на запад с конца триаса—начала ранней юры и, судя по очень сходной фауне раннелейасовых аммонитов в Западном Средиземноморье (Северная Африка) и Восточной Мексике, уже в раннем лейасе существовал узкий морской бассейн (рис. 24), соединявший вдоль восточного побережья Северной Америки и вдоль Западной Африки Тетическую область с Тихим океаном [236, 209, 223]. В среднем и позднем лейасе эта связь была прервана, а в позднем доггере снова восстановлена. Таким образом, морская связь между Западным Средиземноморьем и Карибским регионом существовала еще до раскрытия собственно океанических пространств Атлантики.

165–160 млн лет поздний бат – ранний–средний келловей) (рис. 24). Раскрытие Атлантики датируется наиболее древней известной магнитной аномалией Блэк Спур в 160 млн лет или границей среднего–позднего бата, хотя предположительно это раскрытие уже началось в конце ранней–начале средней юры. Это подтверждается данными глубоководного бурения на восточной окраине Багамского плато, где (скв. 534) океанические базальты перекрыты черными глинами раннего келловоя с обильными радиоляриями. Большую часть средней юры Карибский регион был "закрыт" и представлял собой лагунно-континентальную область. В Западном Средиземноморье, в пределах Атласов, Телля и Рифа и в Бет-

метаморфизм; 11 – зоны субдукции; 12 – оси спрединга; 13 – трансформные разломы; 14 – коллизионные зоны; 15 – надвиги и покровы; 16 – континентальные красноцветы (а), эвапориты (б); 17 – известняки (а), рифы (б); 18 – терригенные отложения; 19 – эпиконтинентальные морские бассейны; 20 – направление движения литосферных плит; 21 – границы: а – распространения морских отложений на континентальных плитах, б – океанической литосферы

ских Кордильерах существовал эпиконтинентальный морской бассейн, в котором накапливались преимущественно карбонатные отложения. Однако в позднем догтере в Карибском регионе, видимо, наметился раскол в области Мексиканского залива, отмечаемый восстановлением морской связи между Карибией и Средиземноморьем.

148 млн лет (поздняя юра) (рис. 24). Продолжающееся открытие Северной Атлантики привело к раскрытию Прото-Карибского бассейна. Согласно реконструкции, расстояние между Северной и Южной Америками составляло 400–500 км, тогда как Южная Америка и Африка представляли собой единое целое. Судя по всему, ось спрединга Атлантического океана смещалась по трансформному разлому на северо-запад в Мексиканский залив. Следы существования подобного разлома отчетливо распознаются сейчас геофизическими методами [226]. Юкатанский блок приключен в данной модели к Южной Америке, так что в основном карбонатные с долей эвапоритов позднелюрские породы Флориды и шельфа Юкатанского полуострова (Кампече) могут рассматриваться как отложения пассивных окраин этого бассейна. Относительно определения пассивной окраины юго-восточнее, в районе Кубы, существуют определенные сложности, связанные с широким развитием маскирующих ее аллохтонных образований. Тем не менее, как это было показано выше, существует достаточно оснований, чтобы считать мезозойские отложения комплексов Ремедиос и Камахуани образованиями, сформированными на пассивной окраине Северо-Американской плиты.

Таким образом, с конца средней юры и в течение поздней юры в Мексиканском заливе активно формировалась океаническая кора, слагающая сейчас дно глубоководной впадины. Открытым остается вопрос о продолжении оси спрединга залива в Тихий океан. Судя по проявлениям соляной тектоники в пределах перешейка Теуантепек, в которой участвуют как раз юрские эвапориты, по иным по сравнению с Восточной Сьерра-Мадре разрезам Сьерры-де-Чиापас (т.е. к востоку от перешейка) и по совершенно иной тектонике, можно предполагать, что этот район принадлежал блоку Юкатанского полуострова и являлся юго-восточной пассивной окраиной раскрывшегося Мексиканского залива. В области же современного перешейка существовала океаническая кора соединявшихся Мексиканского залива и Тихого океана.

Неясно, насколько продолжалась (и продолжалась ли вообще) спрединговая зона в районы Тихого океана, однако имеющиеся уже сейчас материалы по позднелюрским раннеостроводужным сериям островов Куба, Гаити, Пуэрто-Рико, Дезирад и по Северной Венесуэле, которые также тесно связаны с юрскими офиолитами, заставляют предпринимать попытки поиска этой или этих энсиматических островных дуг, которые, несомненно, уже существовали в это время. С достаточной вероятностью существование подобной дуги можно представить на границе собственно тихоокеанской коры и новообразованной Прото-Мексикано-Карибской. Естественно, что более древняя тихоокеанская кора могла начать погружаться под более молодую и легкую кору новообразованного бассейна вдоль какого-либо трансформного разлома, ориентированного по нормали

к направлению движения плиты Тихого океана. В результате этого над образовавшейся зоной субдукции и возникла в поздней юре островная дуга, породы которой известны среди более поздних островодужных серий Карибского региона. Следует отметить, что этот момент является исключительно важным при палеогеодинамических реконструкциях региона, ибо при иных вариантах не удастся восстановить обстановки возникновения энсиматических дуг юрского возраста.

Имеющиеся сейчас материалы позволяют также считать, что в течение практически всей юры по северной части западного побережья Мексики протягивалась энсиалическая вулканическая дуга, а в позднеюрское время она была отгорожена от ложа собственно Тихого океана энсиматической островной дугой, протягивавшейся параллельно побережью Центральной и Южной Мексики.

На пассивных окраинах Мексиканского залива и Багамского выступа, т.е. со стороны открывавшихся Мексиканского залива и Атлантического океана, формировались достаточно мощные эвапоритовые серии, а в Восточной Сьерре-Мадре – эвапоритовые и карбонатные толщи. Существование непрерывного морского пространства между Тетисом и Тихим океаном доказывается фауной аммонитов, единой для Восточной Мексики, Багамского плато (скв. 105 глубоководного бурения) и Западного Средиземноморья. Южную Америку с севера также омывал морской бассейн, о чем свидетельствуют глинистые толщи с аммонитами на Тринидаде и апотерригенные породы с редкими известняками в Береговых хребтах Венесуэлы [229]. Южнее же в пределах континента в поздней юре накапливались толщи континентальных обломочных пород.

Положение Центрально-Американского блока в поздней юре не известно, однако он находился, видимо, на значительном расстоянии от своего современного положения. В целом, юрские отложения в пределах блока представлены весьма интересной формацией Эль-План, состав и строение которой исключительно похожи на таковые формации Сан-Кайетано Западной Кубы.

127 млн лет (ранний мел, валанжин) (рис. 25). В начале раннемелового времени в Карибском регионе происходят очень важные события, связанные с дальнейшим удалением еще единого Южно-Американо-Африканского блока от Северной Америки. Продолжалось формирование пассивных континентальных окраин по обе стороны Атлантики. Видимо, в этих районах в это время проходил термальный экватор, чем можно объяснить накопление мощных карбонатных толщ и обилие рифогенных фаций на юго-восточном побережье Северной Америки, во Флориде и в прибрежных частях Мексиканского залива. Практически во всех зонах от Западного Средиземноморья до Мексики широко распространена хорошо сопоставимая между собой фауна рудистов, что указывает, с одной стороны, на не слишком большие площади открытых морских пространств и, с другой, на тропический климат.

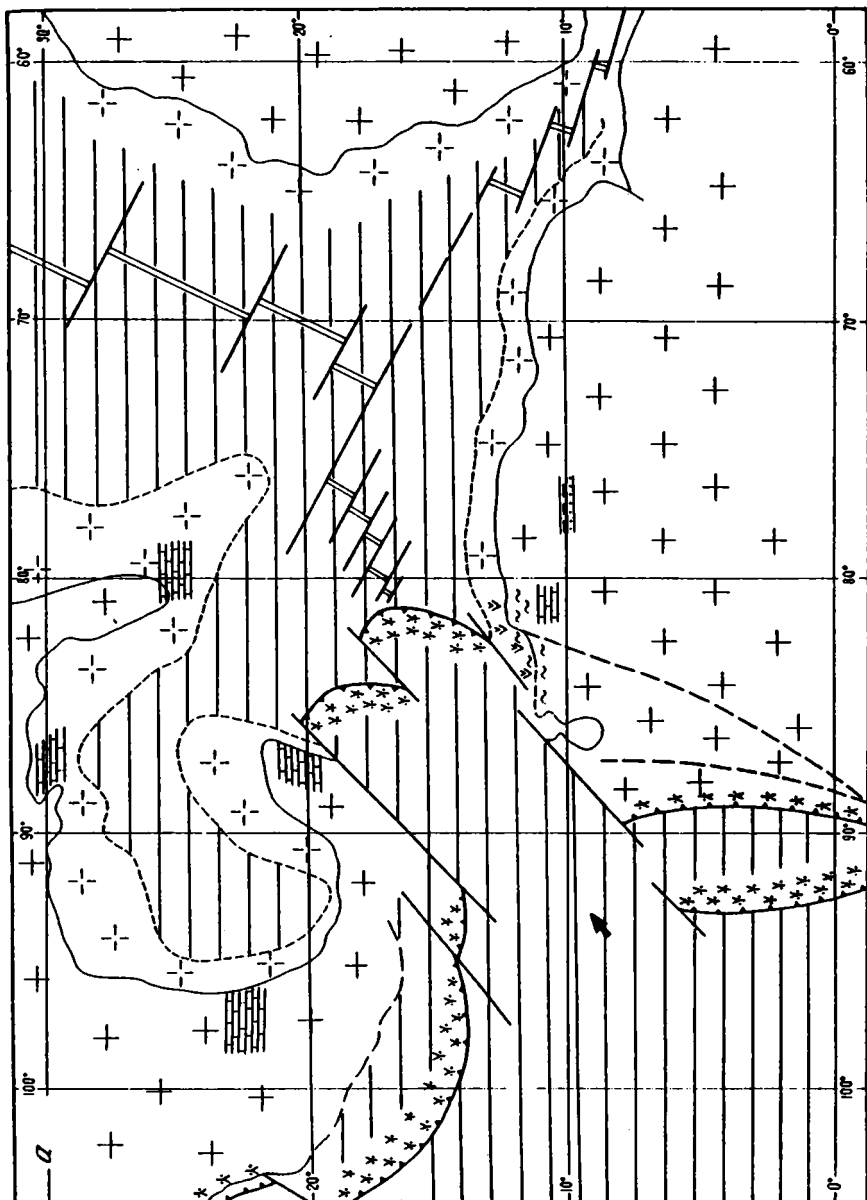
Однако внутри Карибского региона происходят весьма важные преобразования. Основное из них связано с отмиранием оси спрединга в Мексиканском заливе и с существенной активизацией юго-восточной его

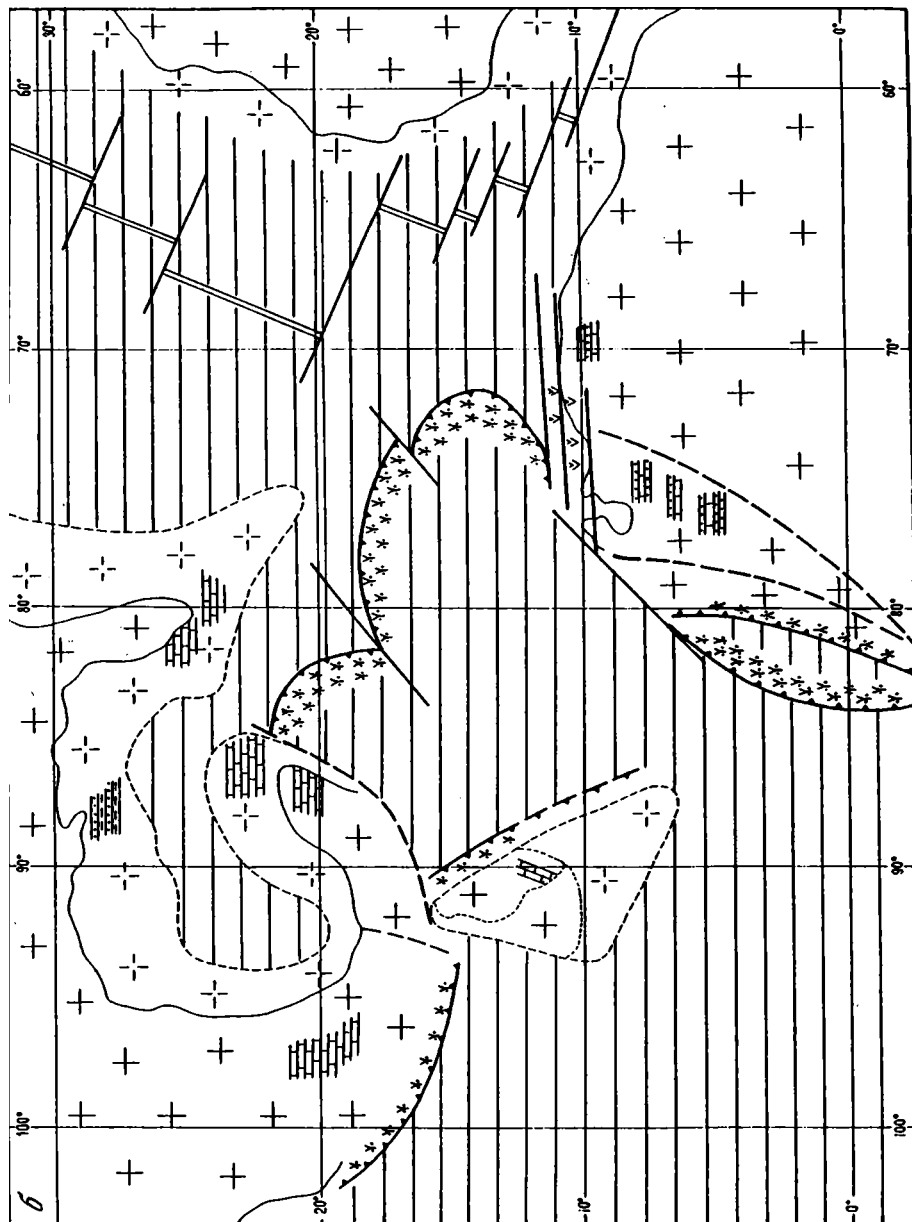
ветви. В начале же раннего мела или даже в конце поздней юры результатом этой активизации явился отрыв Юкатанского блока от Южно-Американского континента и его перемещение на северо-запад при одновременном вращении против часовой стрелки. Подобное движение стало возможным именно в связи с завершением раскрытия Мексиканского залива. Данные глубоководного бурения к северу от Юкатана в горловине Мексиканского залива (скв. 540) свидетельствуют о том, что к аптскому времени Юкатанский блок уже занимал свое современное положение. Таким образом, Мексиканский залив с его корой океанического типа в центральной части оказался "запечатанным". По сути дела, океаническая кора залива является отгороженной корой Атлантики, окруженной рамой нескладчатого обрамления. Дальнейшее развитие Мексиканской впадины было связано уже только с углублением ее дна, обусловленным остыванием коры и заполнением впадины осадками.

Возникшая в поздней юре энзиматическая островная дуга на границе коры Тихого океана и коры открывающейся Атлантики продолжала существовать и в неокоме, свидетельства чему приводились выше. Однако в предальбское время произошло "обратное" движение Южной Америки относительно Северной, сокращение океанического пространства и столкновение южной части дуги с Южной Америкой [61, 131, 229]. На это указывает существование позднеюрско-раннемеловых метавулканитов, метасадочных пород и гипербазитов на полуостровах Арайя и Пария, т.е. островодужной ассоциации и гипербазитов, которые не известны в других районах Северной Венесуэлы. При этом столкновении, видимо, произошло некоторое погружение терригенных толщ пассивной континентальной окраины и части островодужных толщ в зону субдукции, явившееся причиной появления метаморфических фаций высокого давления.

Возвратное движение Южной Америки имело, видимо, еще ряд очень важных последствий. Прежде всего в предальбское время после столкновения южной части дуги с Южной Америкой меняется направление подвига — теперь уже кора Атлантики начинает субдвигаться под кору Карибского выступа Тихоокеанской плиты. При этом часть позднеюрско-неокомских раннеостроводужных образований попадает, видимо, в зону субдукции и метаморфизуется в высокобарических фациях. Доказательством этому служат определения абсолютного возраста метаморфитов, образовавшихся за счет островодужных серий и офиолитов на п-ове Самана и в Центральной Кордильере о-ва Гаити, и близкие возрасты по метаморфитам Венесуэльских Подветренных Антилл.

Вероятно, в это же время происходит разрыв единой дуги по сдвигу. Этот разрыв определил дальнейшее обособленное существование двух островных дуг — относительно короткой Кубинской (без Восточной Кубы) и более протяженной, охватывавшей Ямайку, Восточную Кубу, Гаити, Пуэрто-Рико, Северные Малые Антиллы, порог Авес и Подветрен-





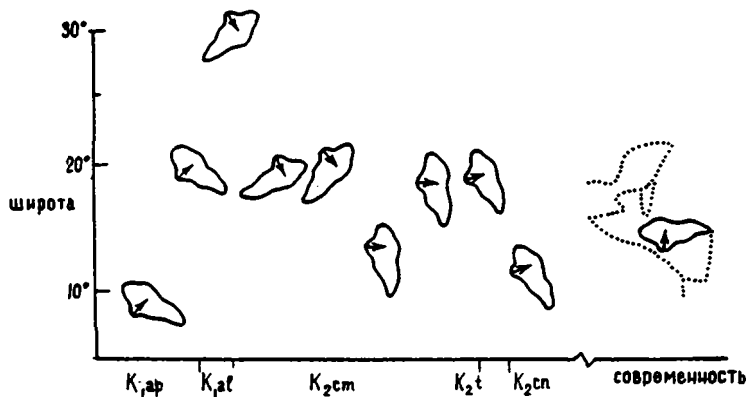


Рис. 26. Перемещение Гондураса в мелу [168]

ные Нидерландские Антииллы. Весьма интересно отметить, что южная часть этой дуги, соответствующая Нидерландским Антиллам, не имела более раннего островодужного основания и формировалась непосредственно на океанической коре, о чем свидетельствуют раннеостроводужные толеитовые серии вулканитов на Арубе, Кюрасао и Бонайре.

В предальбское время (120 млн лет) Тихоокеанская плита двигалась на северо-восток, 45–55°, по отношению к Северо-Американской (расчеты Л.П. Зоненшайна), в связи с чем океаническая кора продвигалась в этом же направлении, формируя Карибский выступ Тихоокеанской плиты (см. рис. 25). Продвижение этого выступа по отношению к Южной Америке стало еще большим при упоминавшемся возвратном движении Южной Америки. Это движение происходило, вероятно, по серии сдвигов, хотя нельзя отрицать возможность возникновения местных непродолжительно существовавших зон поддвига Тихоокеанской коры под Южную Америку.

Гондурасско-Никарагуанский блок в раннем мелу находился еще далеко в Тихом океане. Во всяком случае по данным палеомагнитных исследований с апта по альб он переместился с 10° с.ш. на 30° с.ш. с поворотом по часовой стрелке более чем на 90° и затем в постальбское время снова начал движение к югу (рис. 26). Геологические данные показывают, что в пределах этого блока в юрское время происходило накопление тонкослоистых терригенных толщ (формация Эль-План), позднее, возможно, был перерыв с локально развитыми континентальными красноцветами, а в неокм-альбское время отлагались карбонатные породы группы Йохоя, которые в целом могли сопоставляться с известняками, перекрывающими терригенную формацию Сан-Кайетано в Западной Кубе. Гондурасско-Никарагуанский блок (или блок Северной Центральной Америки) характеризуется еще одним геологическим феноменом, суть которого заключается в том, что возраст меловых гранитоидных интрузий известково-щелочной серии убывает с юго-востока на северо-запад (112–107, 90–95 и около 70 млн лет), что в рамках тектоники литосфер-

ных плит должно характеризовать поддвиг океанической коры под Гондурасско-Никарагуанский блок с юго-востока. Это по меньшей мере на 90° отличается от направления современного поддвига и подтверждает изолированность блока от современных структур Центральной Америки.

90 млн лет (турон) (рис. 25). Поздне меловые события после кардинальной предальбской перестройки вплоть до кампана характеризовались относительно спокойным развитием, связанным с продолжением раскрытия Атлантики и дальнейшим удалением Южной Америки от Северной, т.е. расширением Карибского бассейна. В позднем мелу на пассивных окраинах Атлантики продолжались накопления осадочных толщ, что доказывается данными глубоководного бурения. Терригенные и карбонатные осадки заполняли также погружающуюся впадину Мексиканского залива. В пределах Багамского выступа в спокойных условиях, но в сложной седиментационной обстановке происходило формирование карбонатных толщ, представленных на юге комплексом Ремедиос Северной Кубы, а еще южнее — на утоненной континентальной коре — пелагических мергелей с прослоями чистых кремней комплекса Камахуани. Конденсированные разрезы глубоководных карбонатно-кремнистых отложений комплекса Пласетас на Кубе, не имеющие прямых связей с отложениями комплекса Камахуани, и в современной структуре пространственно тесно переплетающиеся с офиолитами, по всей видимости, могут расцениваться как осадочный чехол существовавшего в мелу бассейна океанического типа. Обстановка пассивной континентальной окраины сохранилась и на севере Южной Америки, где в значительно более разнообразной фациальной обстановке формировались меловые осадочные толщи Венесуэльских Льяносов и Серрании-дель-Интеритор, в которых с юга на север отмечается постепенная смена лагунно-континентальных фаций прибрежными и далее фациями относительно мелководного эпиконтинентального бассейна, переходящего на север в открытое море.

На границе Карибского выступа Тихоокеанской плиты и Атлантики с альба по кампан продолжалось непрерывное формирование островодужных комплексов, обусловленное поддвигом атлантической коры. Достаточно обоснованно можно предполагать, что существовало две дуги, разделенные сдвигом, о которых уже говорилось. Весьма важным в истории развития Карибского региона является вопрос о способе формирования коры впадин Карибского бассейна, так как это может помочь объяснить особенности ее строения. Эти особенности заключаются прежде всего в повышенной по сравнению с собственно океанической мощности коры (в целом до 20 км), в слоистом строении верхней (до 2 км) части. При этом основное увеличение мощности по сравнению с океаном происходит за счет третьего сейсмического слоя, а также за счет появления слоя с промежуточными скоростями (3,9–4,6 км/с), и незначительное — за счет осадочного чехла. Слой с промежуточными скоростями рассматривается обычно как переслаивание осадочных и вулканических пород [235] и, следовательно, вряд ли может приниматься за океаническое основание. Время формирования этого "слоя" (толщи), мощность которого определя-

ется в 1,5–2 км, является принципиальным для решения вопроса о характере и происхождении коры Карибского бассейна.

Известно, что по данным глубоководного бурения последние внедрения долеритовых силлов и излияния базальтов океанического типа относятся к турон-коньякскому и раннесантонскому времени, что на данный момент изученности определяет возраст верхних горизонтов этого слоя. О начале его формирования данных не имеется. Можно лишь предполагать возможную связь начала этого процесса с последствиями предальбской перестройки, в результате которой кора Атлантики стала субдуцировать под Карибский выступ Тихого океана. Как следствие в этой тыловодужной области могли возникнуть зоны повышенной проницаемости и, соответственно, условия для формирования вулканитов упомянутого слоя. Если принять во внимание данные о возможных позднеюрских полосовых магнитных аномалиях в северной части Венесуэльской впадины [165], то как раз возраст нижних горизонтов может оказаться близким возрасту предальбской перестройки, если датировать ее по времени метаморфизма раннеостроводужных серий. Таким образом, происходит не образование новой коры, а наращивание мощности прежней.

Вопрос о повышенной мощности третьего сейсмического слоя в Карибском бассейне (за исключением Юкатанской впадины и трога Кайман) значительно более сложен, ибо какие-либо другие данные, кроме сейсмических, отсутствуют. Однако при принятии предположения о зонах проницаемости в тыловодужной области, результатом чего становится не новообразование океанической коры, а увеличение мощности более древней океанической же коры, можно прийти к выводу и о возможном наращивании мощности третьего слоя за счет мантийных выплавок.

К северо- и юго-западу от собственно Карибского выступа, судя по геологическим данным по Кордильерам Колумбии для Южной Америки и Западной Сьерры-Мадре для Северной, в мелу существовали зоны поглощения океанической коры. К западу от Южно-Американского континента, несомненно, имелись две такие зоны. Первая зона субдукции погружалась непосредственно под Центральную Кордильеру Колумбии, которая выступала в качестве активной континентальной окраины. Об этом свидетельствуют меловые вулканиты на западных склонах Кордильеры и многочисленные известково-щелочные гранитоидного типа плутоны в центральной ее части, датированные поздним мелом. Вторая зона поглощения располагалась, видимо, западнее, и с ней была коррелятивно связана меловая энсиматическая островная дуга с преобладающими раннеостроводужными толеитовыми сериями. К западу от Мексики в конце раннего и в позднем мелу, видимо, существовала уже одна зона поглощения. На севере вулканическая дуга над ней располагалась на континентальном основании и на перекрывающих его вулканитах юрского пояса, а на юге — на образованиях позднеюрско-раннемеловой энсиматической дуги.

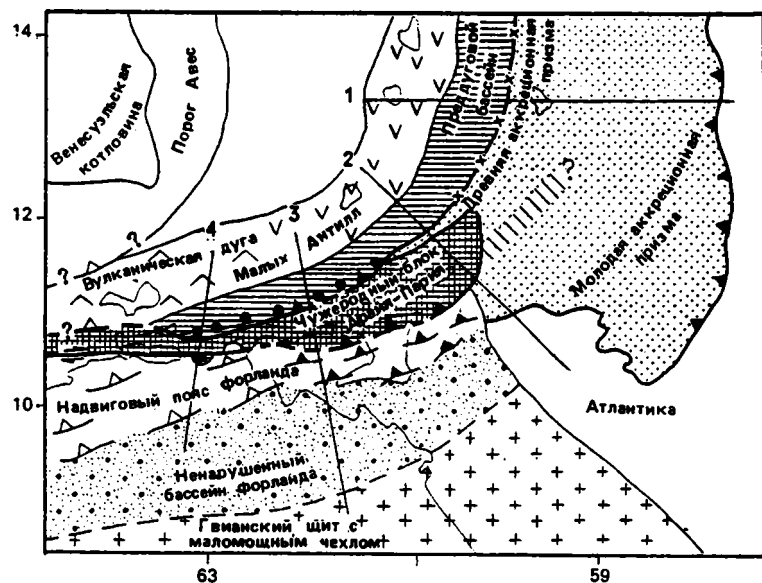
Гондурасско-Никарагуанский блок, судя по палеомагнитным данным, в альбе-туроне постепенно приближался к своему современному поло-

жению. В нижнем сеномане и турон-сантоне в северной части блока активно формировалась вулканическая дуга, возможно связанная с поглощением океанической коры, оставшейся между Юкатаном и Гондурасско-Никарагуанским блоком.

80 млн лет (конец позднего мела) (см. рис. 25). Хотя в целом процесс сдвига Северной и Южной Америк, отмечаемый на протяжении всего позднего мела, сохранился, в Карибском регионе произошло много исключительно важных событий, существенно изменивших общую обстановку и ход дальнейшего развития.

Прежде всего, с середины коньякского времени отмирает южная часть Южной островной дуги, что связано с погружением всей океанической коры, находившейся в промежутке между дугой и Южно-Американским континентом. Окончание вулканизма в это время четко отмечается во всех Нидерландских Антиллах, а также в разрезах покрова Вилья-де-Кура, где на альб-коньякских раннеостроводужных вулканитах залегают коньякские турбидиты Гаррапата. Метаморфизованные вулканиты покрова Вилья-де-Кура уверенно сопоставляются с неизмененными раннеостроводужными сериями Нидерландских Антилл. В связи с поглощением всего участка океанической коры между островной дугой и континентом начинается сложный процесс столкновения этих структур (рис. 27). На начальном этапе его, видимо, в зону субдукции частично погружаются отдельные пластины утоненной континентальной коры и фронтальные части островодужных серий, что можно заключить из восстановления первоначального положения тектонических покровов Северной Венесуэлы. Действительно, наиболее низкое структурное положение занимают покровы Береговых хребтов и Тинако-Тинакильо, представленные в основном сиалическими комплексами мела и подстилающими их докембрийско-палеозойскими метаморфитами. Их перекрывает офиолитовый покров Лома-де-Йерро, а самое верхнее структурное положение занимает покров Вилья-де-Кура. Большая часть меловых (включая маастрихтские) пород этих покровов метаморфизована в высокобарических голубосланцевых фациях. Как представляется в настоящее время, реализация условий высокого давления и низкой температуры возможна главным образом на небольших глубинах в зонах субдукции.

Таким образом, можно предположить, что начавшееся в коньякское время сложное столкновение островной дуги с утоненной континентальной корой пассивной окраины Южной Америки привело к погружению на определенную глубину в зону субдукции сиалических комплексов пассивной окраины (группы Каракас и Пост-Каракас), а также к подвороту и погружению отдельных пластин, сложенных островодужными комплексами. В условиях продолжавшейся коллизии положение более легких сиалических масс в зоне субдукции было исключительно неустойчивым, в связи с чем произошел их подъем и была создана благоприятная обстановка для формирования гравитационно-тектонических покровов в южном направлении. Последние датируются палеоценом и эоценом, хотя, видимо, процесс покровообразования начался еще в маастрихте. По-видимому, сближение тыловой части островной дуги и континента про-



должалось в течение всего конца сенона, поскольку сиалический детритус в осадочных отложениях на Нидерландских Антиллах (о-в Бонайре) появляется только с палеоцена. Кстати, определение абсолютного возраста гранулитовой гальки из позднепалеоцен-эоценовых конгломератов (1150 млн лет) возможно указывает на существенное (порядка 300 км) перемещение дуги Нидерландских Антилл с запада на восток в постэоценовое время [213, 228].

В остальной, более северной части Южной дуги, охватывавшей порог Авес, северные Малые Антиллы, Виргинские острова, а также Пуэрто-Рико, Гаити, поддвиг океанической коры Атлантики продолжался и, соответственно, формировались островодужные серии пород.

Несколько позднее (чем на юге), в кампане, в пределах Северной дуги (Западная и Центральная Куба) прекращается вулканизм и она сталкивается с Багамской пассивной окраиной Северной Америки. При этом столкновении происходит широчайшее образование тектонических покровов, в которые последовательно были вовлечены отложения континентального склона (комплекс Камахуани), часть осадков океанического чехла (комплекс Пласетас), собственно океаническая кора, представленная офиолитовым комплексом (серпентинизированные гарцбургиты, габбро-перидотитовый кумулятивный комплекс, дайковый комплекс и, в меньшей степени, океанические базальты) и, естественно, сами образования островной дуги. Начало столкновения фиксируется в кампане по появлению олистостром и продолжается в маастрихте. Весьма существенным является то, что в кампанских покровах не участвуют аллохтонные сиалические комплексы, что доказывается, с одной стороны, продолжением нормального осадконакопления в их пределах (верхи группы Виньялес, свита Анкон) вплоть до раннего эоцена, а с другой – отсутствием в кампанских олистостромах сиалического материала.

Энсиматический характер Кубинской дуги, естественно, позволяет предполагать, что в ее тылу находился бассейн с более древней, чем дуга, океанической корой – Прото-Юкатанский бассейн. Здесь мы подходим к еще одному событию, очень важному для объяснения эволюции Карибского региона. Оно заключается в том, что к кампанскому времени блок Северной Центральной Америки (или Гондурасско-Никарагуанский) приближается к южной части Юкатана, ограниченной сдвиговой зоной Полочик, т.е. к своему современному положению, и там в кампане и маастрихте формируются флишевые толщи трога Сепур [251], а северная часть этого блока (Никарагуанское подводное поднятие) уже в кампане сталкивается с ямайской частью Южной островной дуги, формируя значительные офиолитовые покровы на севере Восточной Кубы и приключения метаморфический комплекс Асунсьон на востоке, а также покровы Бав-Данробин на Ямайке. Как прежде, так и более позднее движение этого блока к коллизийной зоне Мотагуа привело, видимо, к частичному перекрытию им океанической коры Прото-Юкатанской впадины, о чем могут свидетельствовать турон-сантонские известково-щелочные вулканы Гватемалы и плутоны Северного Гондураса, абсолютный возраст которых определяется в 73–70 и 58 млн лет [253].

Перекрытие, видимо, было существенно большим в южной части Прото-Юкатанской впадины, чем в северной. Расширение пространства между Северной и Южной Америками, продолжавшееся в маастрихте и палеоцене, а также, возможно, другие факторы вызвали раскол Прото-Юкатанской впадины и южной части Никарагуанского поднятия и образование спрединговой зоны, в которой началось формирование новой океанической коры. Компенсацией этого растяжения, прежде всего, служила зона поглощения коры Прото-Юкатанского бассейна на юго-восточном борту, где с палеоцена по средний эоцен формировались вулканические толщи новой палеогеновой дуги Кайман — Сьерра-Маэстра (рис. 28). В тылу этой дуги в палеогене сформировалась рифтовая зона Вогуотер.

На севере также начала развиваться зона поглощения под приключенную к Северной Америке Кубинскую дугу, однако вскоре она была заклинена сиалическими блоками, оторванными при рифтинге от Никарагуанского поднятия.

Все же, видимо, эти блоки были затянуты на некоторую глубину в зону субдукции, где и были достигнуты условия, характерные для парных метаморфических поясов, пример чего мы имеем в метаморфитах о-в Пинос и гор Эскамбрай на Кубе. Уже отмечалось, что именно подобные условия могут прекрасно объяснить обратную метаморфическую зональность Пиноса и Эскамбры, тем более, что теория подобного преобразования разработана сейчас на других примерах. Однако, судя по всему, лишь определенная часть сиалических блоков испытала погружение в зону поглощения, другая же часть была сорвана и тектонически перекрыла вулканические образования Кубинской дуги, сформировав сложнейшую аллохтонную структуру гор Гуанигуанико.

Существенную роль в формировании эоценовых покровов и вообще дислокаций этого времени мог сыграть изостатический подъем сиалических массивов Эскамбры и Пиноса, не только способствовавший перемещению покровов за счет гравитационного оползания, но и продолжавших, видимо, оказывать тангенциальное давление на север. Изложенное представляется очень важным, поскольку хорошо объясняет не только появление эоценовых покровов в Западной и Центральной Кубе, но и значительно большую дислокацию этих покровов в Центральной Кубе, где между поднимавшимся массивом Эскамбрай и "континентальным упором" Багамского выступа расстояние было значительно меньшим, нежели от массива Пинос. Полное отсутствие эоценовых покровов на севере Восточной Кубы и слабая дислоцированность отложений этого возраста подтверждают это предположение.

Раскрытие Юкатанской впадины с раннего палеогена хорошо объясняет близость строения ее коры к типично океаническому, несколько более высокий тепловой поток и относительную молодость коры [235, 128, 221], а также образование палеогеновой дуги Кайман—Сьерра-Маэстра, частично наложенной на северо-западный борт Никарагуанского подводного поднятия. Таким образом, Юкатанская впадина является новообразованной и не имеет отношения ни к коре Атлантики (в отличие от коры

Мексиканского залива), ни к коре Пацифики (в отличие от Колумбийской и Венесуэльской впадин).

К западу от Карибского выступа в Тихом океане в конце позднего мела закладываются еще две энсиматические островные дуги, возможно, продолжавшие одна другую. Это Панамская дуга, наиболее древние островодужные серии которой датируются кампаном, а также дуга Серрании-де-Баудо. Последняя располагалась к востоку от раннемеловой дуги Западной Кордильеры, формируя таким образом гирлянду дуг у северо-восточной окраины Южной Америки (рис. 28). Начальный этап островодужного вулканизма характеризовался появлением вулканитов толентовых серий, которые уже в палеогене наращивались известково-щелочными.

Образовавшаяся Панамская дуга отделила Карибский выступ от Пацифики, в связи с чем с этого времени он может рассматриваться как самостоятельная малая плита. Таким образом, кора Колумбийской и Венесуэльской впадин представляет собой лишь несколько измененную отчлененную кору Пацифики.

Дуга Западной Кордильеры, существовавшая с раннего мела, в самом конце мела — начале палеогена сталкивается с Южно-Американским континентом (Центральной Кордильерой Колумбии), что приводит к резкому изменению геодинамического режима не только обеих этих областей, но и расположенной восточнее Восточной Кордильеры Колумбии (предпалеоценовое угловое несогласие, прекращение морского осадконакопления). Однако надвигание Южной Америки на плиту Тихого океана продолжается, и теперь уже Западная Кордильера вступает в режим активной окраины континента, свидетельством чему является обнаружение в ее пределах эоценовых и олигоценовых известково-щелочных плутонов.

В мексиканской части Северо-Американского континента в конце мела также происходят важные события, связанные со столкновением восточной дуги с континентальной частью Мексики, а также, видимо, с близким во времени столкновением и причленением чужеродных континентальных блоков (Микстека, Оахака, Каборка?). С этим столкновением было связано не только широкое надвигание островодужных толщ на край континента, но и формирование восточнее обширных шарьяжных структур, связанных со срывом массивных карбонатных толщ по пластичным горизонтам келловой-оксфорда и нижнего мела.

Возвращаясь к событиям на восточном фронте Карибской малой плиты, следует сказать, что поглощение океанической коры Атлантики продолжалось по большей части простираясь Южной дуги, т.е. столкновение с континентами Северной (Кубинской) и Венесуэльской частей Южной дуги, а также Никарагуанского поднятия с Ямайской на ее севере вызвало сравнительно слабый отзвук в остальной части Южной дуги. Он выразился в слабых неповсеместных перерывах : в осадконакоплении, иногда в некоторых деформациях. Однако вулканическая деятельность практически не прекращалась вплоть до конца эоцена. Одним из важных моментов было лишь причленение к Гаити Южного полуострова, который

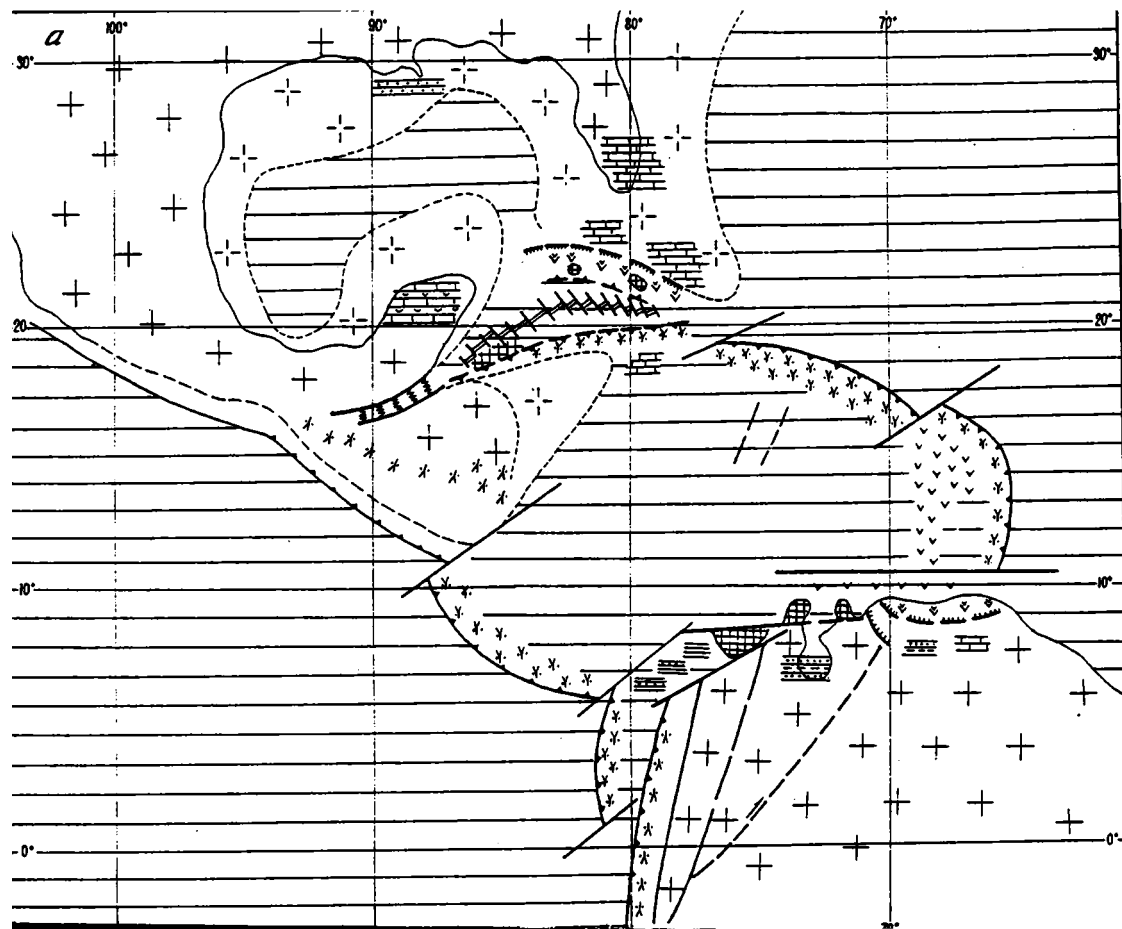
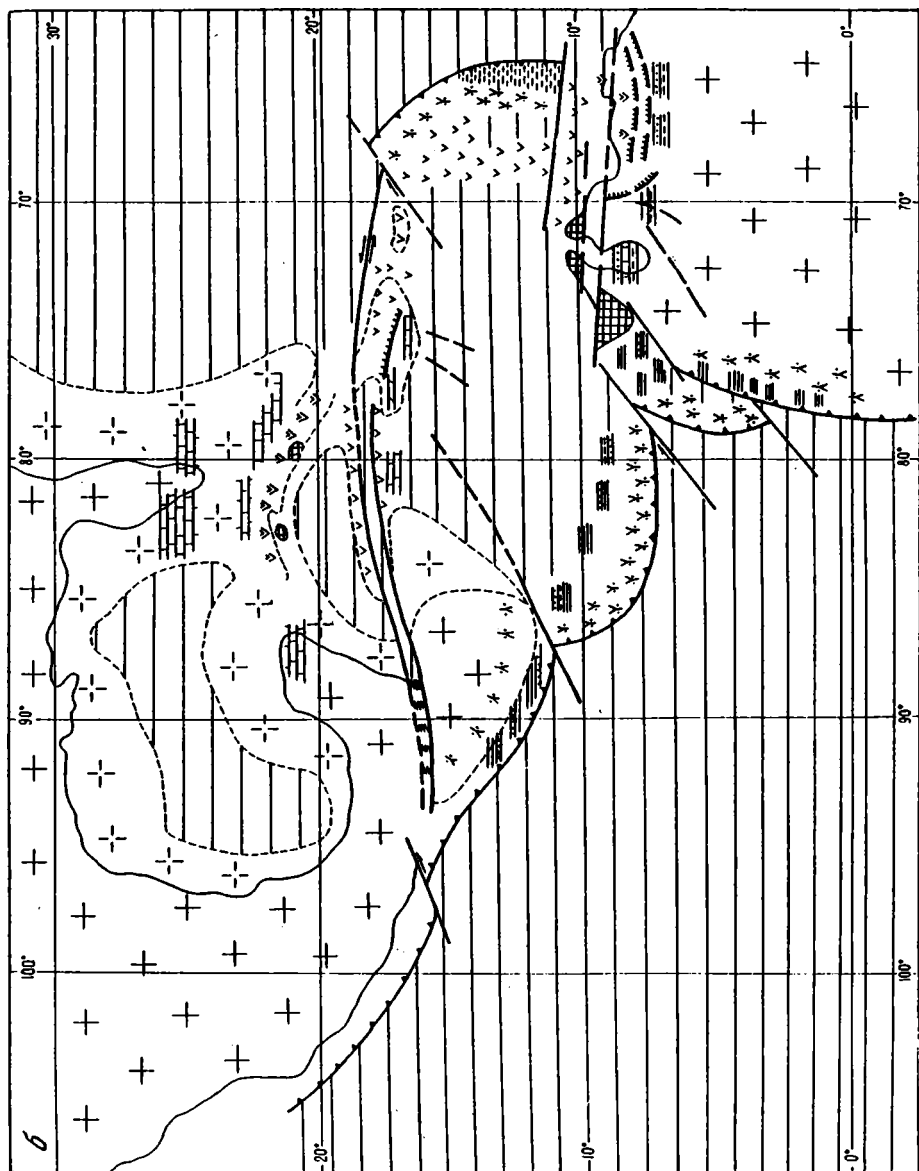


Рис. 28. Реконструкции Карибского региона на 55 (а) и 36 (б) млн лет
Условные обозначения см. на рис. 24



представлял собой часть океанического поднятия Беата. С этим процессом приращения связано развитие покровов и надвигов с южной вергентностью на Гаити, как это характерно для аккрелируемых блоков океанической природы.

К позднему эоцену раздвиг между Американскими континентами достиг максимума и последующее развитие было связано уже с их относительным сближением. С этого времени большая часть границ Карибской плиты становится близкой к современным. Северная граница проходила вдоль современной оси трога Кайман, который возник как структура растяжения в результате раскола некогда единой дуги Кайман–Сьерра-Маэстра. Далее на запад она шла по системе разломов Полочик–Мотагуа и уходила в Тихий океан. Следствием раскола дуги явилось приращение Восточной Кубы с хребтом Кайман к надвинутой на континент Кубинской дуге, т.е. присоединение этих структур к Северо-Американской плите. Северный борт Никарагуанского поднятия, представляющий собой противоположную часть дуги, а также Ямайка стали северными пограничными районами Карибской плиты. Южная граница последней проходила по системе разломов в южной части Колумбийской и Венесуэльской впадины, субпараллельных системе сдвигов Эль-Пилар, Ока, Сан-Себастьян. Вдоль этой системы сдвигов, параллельных северному ограничению Южной Америки, формировались также впадины Фалькон, Карьяко, Бонайре.

Фактически в позднем эоцене были в основном сформированы все складчато-покровные структуры обрамления малых океанических бассейнов Карибского региона (рис. 28). Исключение составляет лишь ее юго-западная граница, оформление которой в близком к современному виду произошло в позднем миоцене, когда Панамская дуга и дуга Сера-ни-де-Баудо столкнулись на севере с приращенным блоком Северной Центральной Америки, а на юге – с Западной Кордильерой Колумбии.

Именно поздний миоцен отвечает заключительной стадии развития региона в целом. Он характеризуется высокой тектонической активностью, большой амплитудой вертикальных движений, определивших современный рисунок региона. Одной из самых интересных особенностей этого этапа является существование и развитие трога Кайман. В осевой его части установлены полосовые магнитные аномалии, ориентированные вкост простирания трога. Эти четко выделяемые аномалии 4 и 4' указывают на зону спрединга между ними, где она хорошо выражена в подводном рельефе, а набор пород, поднятых оттуда, указывает на его сходство с вулканитами срединно-океанических хребтов. За 8,3 млн лет раздвиг составил около 200 км [177]. Граничные разломы трога играли роль трансформных с хорошо выраженной левосторонней компонентой смещения. По этой системе разломов Карибская плита была сдвинута на восток на расстояние около 200 км. Одним из геологических доказательств этих горизонтальных перемещений является гигантская средне-позднемиоценовая олистострома Сан-Маркос на севере о-ва Гаити [177].

На этом мы закончим рассмотрение основных моментов и условий формирования складчатого обрамления Карибского бассейна.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО РЕГИОНА

По другую сторону Атлантики от рассмотренных структур альпийского складчатого обрамления глубоководных котловин Карибского бассейна располагается система впадин Западного Средиземноморья, окаймленных складчатыми цепями, которые также характеризуются центробежной вергентностью альпийских складчато-покровных структур по отношению к глубоководным впадинам. В этом отношении общий структурный рисунок этих двух регионов является сходным. Естественно, что материалы по геологии альпийских цепей Западного Средиземноморья, которые изучаются уже более 100 лет, более полно и лучше освещены в отечественной литературе, чем подобные материалы по Карибскому региону. В качестве примеров можно назвать превосходные синтезы, данные в записке по Тектонической карте Европы (1969 г.), монографию "Тектоника Африки" (1973 г.), книгу М.Г. Руттена [60], сводку по Альпийско-Гималайским складчатым областям [42], материалы по альпийским цепям Европы [134] и, наконец, работу В.Е. Хаина [79]. Тем не менее, накопление Бетских, Рифских и Телльских тектонических покровов является столь запутанным, что многие исследователи считали невозможным восстановление первичной палеогеографической картины. В данной главе будет показано, что в общей современной структуре альпийских цепей Западного Средиземноморья есть возможность аргументированной реставрации первичного положения покровов мезозойско-кайнозойских отложений и восстановления палеогеографической картины для мезозоя и кайнозоя.

Глава 1

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОБЩЕЕ РЕГИОНАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ

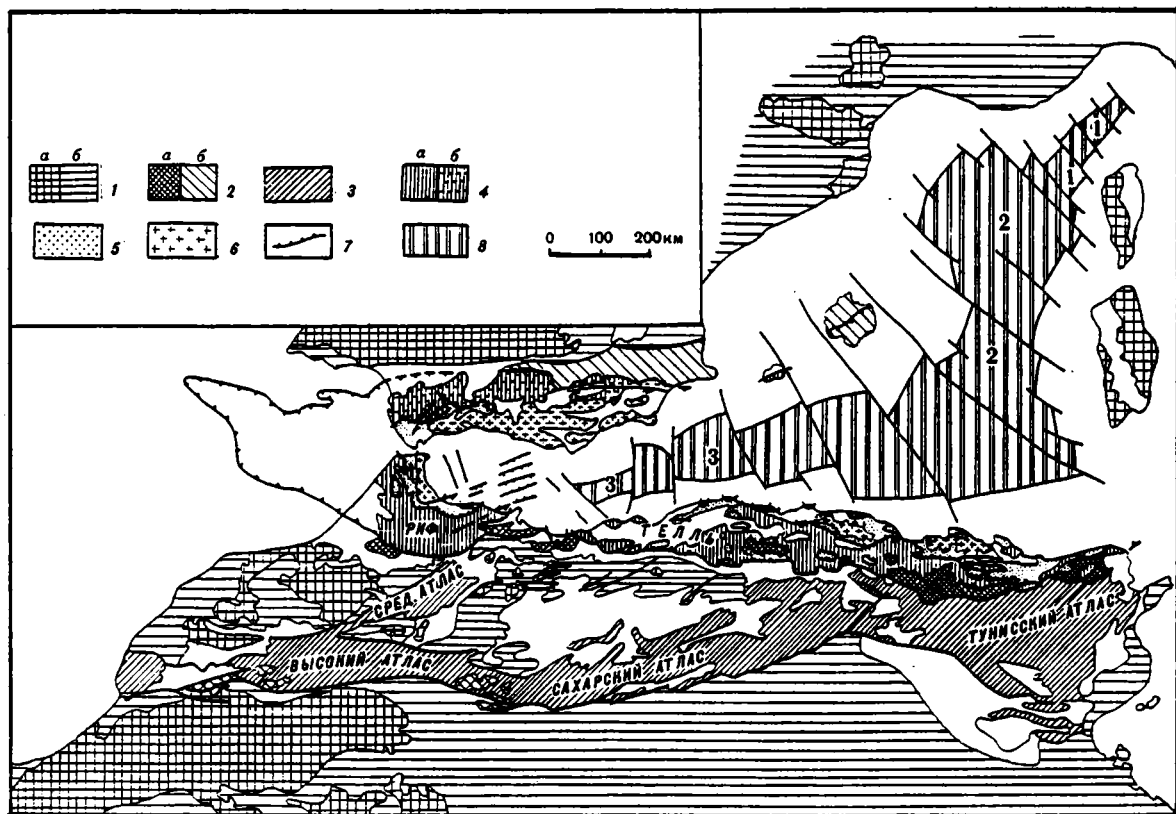
При рассмотрении альпийских цепей Западного Средиземноморья использование тех же принципов районирования, что и для Карибского региона, приводит к результатам, достаточно близким уже полученным западноевропейскими геологами.

В соответствии с этим в рассматриваемом регионе (рис. 29, 30) можно выделить следующие типы областей.

1. Стабильные области:

1) выходы на поверхность докембрийского фундамента или палеозойского складчатого основания;

2) районы с недеформированным или слабо деформированным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом (Сахарская плита, Высокие плато Алжира, Марокканская месета, Иберийская месета).



2. Континентальные области с дислоцированными мезозойско-кайнозойскими осадочными комплексами (межплитные и внутриплитные складчатые цепи – Высокий, Средний, Сахарский и Тунисский Атласы, Иберийская цепь, Пиренеи).

3. Сложные складчато-покровные сооружения на краях континентальных плит Европы и Африки:

1) области аллохтонных мезозойско-кайнозойских осадочных комплексов, перемещенных по континентальному основанию (внешние покровы – Телльские, Рифские, Суббетские, Сицилийские);

2) области аллохтонных мезозойско-кайнозойских флишевых комплексов, полностью или частично сформированных на океанической коре, шарьированные на континент (флишевые покровы Центрального и Восточного Алжира, Рифские и Гибралтарские флишевые покровы, флишевые покровы Сицилии);

3) аккретированные чужеродные континентальные блоки (внутренние массивы – Кабилиды, Рифиды, Бетиды, Пелоританский массив Сицилии) с остатками дислоцированного мезозойско-кайнозойского чехла (зона Дорсаль на внешних бортах Кабильских, Рифских и Пелоританского массивов), а также оторванный от континента Корсикано-Сардинский блок.

4. Акватории Западного Средиземноморья:

1) малые океанические бассейны (Лигурийско-Прованский, Сардо-Балеарский, Северо-Алжирский);

2) морские впадины с утоненной континентальной корой (Альборанская).

Ниже при характеристике выделенных на схеме тектонического районирования областей мы начнем описание сразу с межплитных и внутриплитных складчатых цепей, поскольку области выхода на поверхность фундамента или складчатого основания и области недеформированного мезозойско-кайнозойского осадочного чехла не только не входят в рамки настоящего исследования, но и история их развития практически мало влияет на ход палеотектонических реконструкций.

Рис. 29. Тектоническая схема Западного Средиземноморья [250, 218]

1 – стабильные области: а – выходы на поверхность докембрийского фундамента или палеозойского складчатого основания, б – области с недеформированным или слабо деформированным осадочным чехлом; 2 – сорванный и деформированный чехол стабильных областей: а – Северной Африки, б – Иберии; 3 – внутриплитные складчатые цепи; 4–б – сложные складчато-покровные сооружения на краях континентальных плит: 4 – аллохтонные мезозойско-кайнозойские осадочные комплексы, перемещенные по континентальному основанию (внешние покровы): а – Телльские, б – Суббетские, 5 – аллохтонные флишевые комплексы, полностью или частично сформированные на океанической коре и шарьированные на континент, б – чужеродные континентальные блоки (внутренние массивы) с остатками дислоцированного мезозойско-кайнозойского чехла (комплекс Дорсаль); 7 – граница альпийских покровов; 8 – малые океанические бассейны: Лигурийский (1), Балеарский (2) и Северо-Алжирский (3)

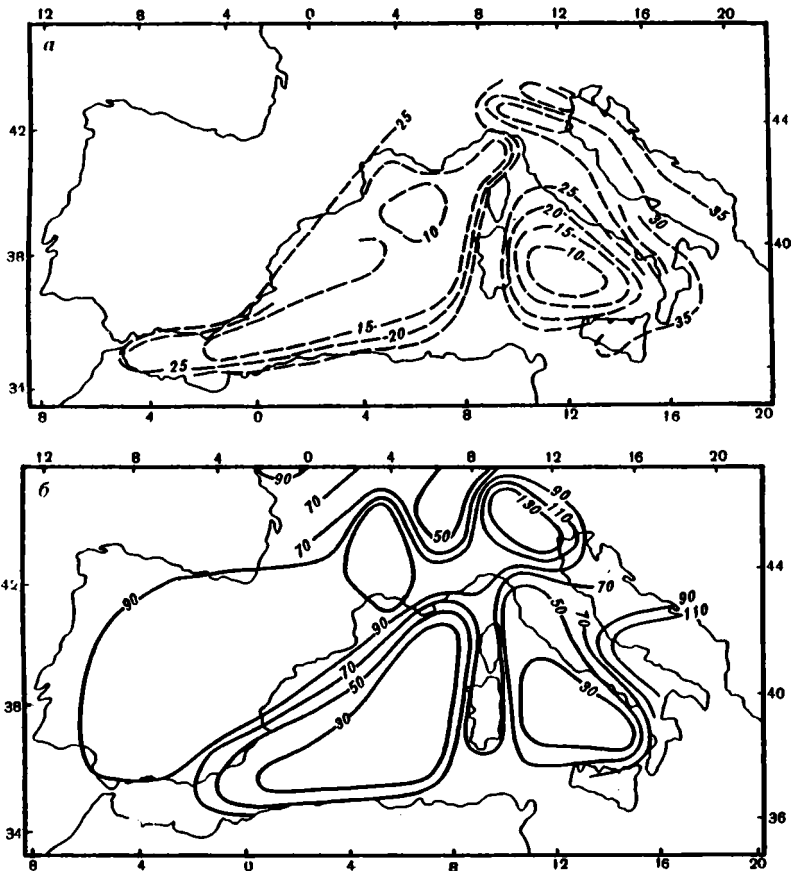


Рис. 30. Схематическая карта мощностей (в км) земной коры (а) и литосферы (б) Западного Средиземноморья [218]

СТАБИЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Области выхода на поверхность докембрийского фундамента или палеозойского складчатого основания, показанные на схеме тектонического районирования, принадлежат фундаменту Африканской платформы и каледонско-герцинскому основанию Северной Африки и Европы. Они широко известны в литературе [71, 158, 60].

Области с недеформированным или слабо деформированным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом располагаются на образованиях докембрийского фундамента или палеозойского складчатого основания. Картографически они отражены на многих тектонических картах и охарактеризованы во многих трудах [71, 158, 60, 79].

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ С ДИСЛОЦИРОВАННЫМИ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИМИ ОСАДОЧНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ
(МЕЖПЛИТНЫЕ И ВНУТРИПЛИТНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЦЕПИ)**

К областям этого рода отнесены Атласские складчатые цепи (Высокий, Средний, Сахарский и Тунисский Атласы), Иберийская цепь и, условно, более сложное складчатое сооружение Пиренеев.

Атласские складчатые цепи, протягивающиеся от Атлантического океана через всю Северную Африку до Тунисского пролива Средиземного моря, т.е. более чем на 2500 км, географически с запада на восток подразделяются на Высокий, Сахарский и Тунисский Атласы. В первой четверти этой протяженной цепи от нее под косым углом на северо-восток отходит цепь Среднего Атласа [132]. На юге Атласские цепи отделяются от Сахарской платформы нарушением, именуемым "Сахарской флексурой". К северу от Высокого и Сахарского Атласов располагаются области Марокканской месеты и Высоких Плато Алжира, представляющих собой стабильную область Северной Африки с мезозойско-кайнозойским чехлом на палеозойском складчатом основании. К востоку ширина Высоких Плато как бы сокращается между подходящими с севера тектоническими покровами альпийского сооружения Телля и складчатой цепью Сахарского и Тунисского Атласов. На продолжении их к востоку (в Восточном Алжире и Тунисе) Высоким Плато соответствуют узкие полосы достаточно сильно нарушенных отложений мезозойско-кайнозойского чехла [250].

Структурно наиболее поднятой является цепь Высокого Атласа, в пределах которой, преимущественно в осевой ее части, выходят на поверхность породы палеозойского складчатого основания, а на склонах — сорванные с него по поверхности гипсоносного триаса юрские отложения. По направлению к востоку происходит погружение палеозойского основания и увеличение мощностей перекрывающих его морских мезозойских и палеогеновых отложений. Наибольшей суммарной мощности они достигают в Восточном Алжире в районе Ореса, где составляют около 6000 м. В других районах: более обычны мощности в 3000–4000 м [155]. Эти отложения сложены в правосторонние кулисообразно расположенные складки, разбитые многочисленными разрывами. Антиклинали относительно узкие, но сундучного типа с резким периклинальным окончанием. Синклинали широкие, сложенные в основном отложениями мела и палеогена. Вдоль крупных разломов или в ядрах антиклиналей выходят тектонически выдавленные пластичные отложения гипсоносного триаса. Они наиболее широко развиты на крайнем востоке Алжира и в Тунисе.

Иберийская цепь, имеющая запад-северо-западную ориентировку, протягивается на 350 км от Бургоса до Средиземного моря при ширине около 100 км. Она представляет собой внутрикратонное сооружение, мезозойские структуры которого в основном отражают существование крупных разрывов палеозойского складчатого основания, которое выходит на поверхность в отдельных горстах и поднятиях. В этих структурах иногда отмечается срыв на уровне отложений триаса. Считается, что в триасе—юре развитие Иберийской цепи несколько походило на

развитие авлакогенов [155]. Открытые широкие складки, характерные для всей цепи, иногда сменяются локальными зонами повышенной деформации, связанными с разрывами в фундаменте. На крайнем юго-западе структуры Иберийской цепи пересекаются фронтом покровов Бетских Кордильер.

Пиренеи, ориентированные субширотно и протягивающиеся на 450 км от Бискайского залива на севере до Лионского залива на юге, имеют ширину 50–150 км. Они располагается между стабильными блоками Европы и Иберии. Последние характеризуются герцинским складчатым фундаментом и ненарушенным мезозойско-кайнозойским чехлом. На востоке складчатая цепь Пиренеев продолжается в структурах Нижнего Лангедока и Прованса. В самом общем виде эта складчатая цепь представляет собой веерообразную асимметричную структуру с опрокидыванием к северу и югу. Асимметричность их связана с существованием так называемого Северо-Пиренейского разлома, который отделяет более узкую северную зону от южной. К югу от этого разлома выделяются две зоны – осевая и южнопиренейская.

Осевая зона сложена главным образом породами, принадлежащими герцинскому основанию Иберийского блока, нарушенными многочисленными широтными позднегерцинскими разрывами, омоложенными в альпийское время [255]. Некоторые из этих разрывов субвертикальны, большинство же на западе субзоны падает к северу, так что герцинские складчатые комплексы оказываются надвинутыми на мезозойские отложения, образуя эшелонированную систему покровов.

Южнопиренейская зона образована мезозойскими и палеоцен-эоценовыми осадочными отложениями, сорванными со своего древнего субстрата на уровне гипсоносных отложений среднего–верхнего триаса. В связи с большой мощностью осадочных толщ, формирующих серию тектонических покровов, перемещенных к югу, древнее основание в этой субзоне нигде не выходит на поверхность. К югу от фронтального надвига этой зоны располагаются слабо складчатые относительно маломощные отложения, формирующие так называемые Краевые Сьерры, которые далее к югу погружаются под несогласно перекрывающие их отложения олигоцена или миоцена.

К северу от Северо-Пиренейского разлома обычно выделяются две зоны – Северо-Пиренейская и Подпиренейская.

Северо-Пиренейской зоне свойственны весьма интенсивные деформации – юрско-меловые отложения, сорванные со своего древнего основания по триасовым горизонтам и смятые в дисгармоничные узкие складки, разбиты разрывами, в горстовых участках которых выходят породы герцинского основания. К востоку эта зона продолжается в структурах Южного Прованса, которые на востоке под углом пересекаются миоценовыми складками внешней зоны Альп. Северопиренейская зона на севере по фронтальному надвигу шарьирована на образования Подпиренейской зоны, в центральной части которой очень хорошо выражены складки в юрских отложениях. Подпиренейская зона переходит в слабо деформированные мезозойско-кайнозойские толщи форланда.

Долгое время Пиренеи были своего рода "исключением из правил", характерных для альпийских горных цепей, поскольку, несмотря на определенные черты сходства, несли в себе слишком много отличий от таких сооружений, как Альпы, Аппалачи и т.д. Развитие теории тектоники литосферных плит и ее применение к Пиренеям [198, 143] позволили не только объяснить многие феномены геологии этого хребта, но и рассчитать параметры движения плит для различных интервалов эволюции этого участка, основываясь на раскрытии Бискайского залива. Сейчас считают, что устанавливаемое геофизическими методами смещение поверхности Мохо вдоль Северо-Пиренейского разлома, гравиметрические аномалии, появление вдоль осевой зоны перидолитов свидетельствуют о том, что до начала сжатия произошло существенное утонение коры и литосферы при растяжении и в этом процессе активную роль играла мантия [240]. Это утонение было связано со сдвиговыми деформациями и происходило в условиях очень высокого термального градиента, приведшего к региональному метаморфизму низкого давления и развитию процессов анатектического плавления на глубинах порядка 10 км при температуре около 700°C. Высокая степень метаморфизма достигалась еще и в результате проникновения грунтовых вод до глубины 12 км, на что указывают данные радиоизотопного анализа.

На утоненной литосфере с конца нижнего мела развивались осадочные бассейны, выполнение которых с конца позднего мела подвергалось выдавливанию в связи с начавшимся сжатием, в результате которого образовались тектонические покровы как к северу, так и к югу. Подстилающая литосфера выжималась книзу и утолщалась, а затем по срыву Иберийская плита несколько субдуцировала к северу. В связи с этим возникла асимметрия в осевой зоне на уровне кора-мантия, обусловившая чешуйчатое надвигание коры к югу в осевой зоне Пиренеев. Развитие последней затрудняло перемещение мезозойских пород по надвигам к югу, следствием чего явилось преобразование листрических сбросов северного крыла во взбросы, надвиги и шарьяжи. По ним осадочные отложения Северо-Пиренейской зоны были перемещены к северу.

СЛОЖНЫЕ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫЕ СООРУЖЕНИЯ НА КРАЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ ЕВРОПЫ И АФРИКИ

К этим сооружениям относятся (рис. 31, см. вкл.): Бетские Кордильеры, Магрибские (Телльско-Рифские) цепи Северной Африки, а также Сицилия, за исключением ее юго-восточной части. Как уже говорилось, в каждом из этих сооружений отчетливо выделяются области внешних покровов, которые вместе с параавтохтоном обычно объединяются во внешнюю "зону"; флишевые покровы и внутренние массивы объединяются во внутреннюю "зону" либо рассматриваются как самостоятельные единицы. Ниже для удобства описания, выполняемого во многом по литературным данным, мы сохраним это расчленение на "зоны", помня при этом, что большая часть слагающих их образований является аллохтонной и испытала значительные перемещения.

Бетские Кордильеры, занимающие крайнюю южную часть Иберийского

полуострова, при ширине 100–200 км протягиваются к востоку от Атлантического океана на 600 км, продолжаясь на Балеарских островах в Средиземном море еще на 200 км. В их строении, так же как и в строении зеркально отражающих их на севере Африканского континента альпийских сооружений Магрибид, выделяются внешняя и внутренняя "зоны" [157, 238]. Во внешней господствуют складчато-покровные структуры, образованные отложениями мезозоя и палеогена, а во внутренней в составе тектонических покровов преобладают метаморфизованные палеозойские образования.

Покровы внешней области. В пределах внешней области ("зоны") Бетских Кордильер выделяются две "подзоны" [158]; параавтохтонная Пребетская и аллохтонная Суббетская.

Пребетская "подзона" представляет собой комплекс параавтохтонных образований, перекрытых на юге суббетскими тектоническими покровами. Западная треть этой подзоны перекрыта молодыми отложениями впадины Гвадалквивир.

Мезозойские отложения Пребетской подзоны преимущественно морские эпиконтинентальные небольших глубин, по направлению к северу в них появляются типичные континентальные фации, перерывы в осадконакоплении и заметно уменьшаются мощности. Преобладают карбонатные "рифогенные" фации и калькарениты. Все эти отложения смяты в широкие протяженные широтные складки, иногда осложненные чешуями и в некоторых случаях имеющие северную вергентность. Северная граница Пребетской подзоны с автохтоном выражена разрывом надвигового типа.

К востоку на простирации Пребетской подзоны располагаются Балеарские острова, которые рассматриваются как ее продолжение. Однако детальные исследования о-ва Ивиса показывают, что во всяком случае южная часть этого острова представлена аллохтонными образованиями, которые весьма сходны с суббетскими покровами. Они сложены юрскими и меловыми отложениями открытого моря, которые содержат базальтовые лавы. Подобные фации отмечаются до альба. Эти вероятно суббетские покровы шарьированы на отложения миоцена. Существенные тектонические перемещения покровов в северном направлении произошли в миоцене, что отмечается развитием олистостром и осадочных клиппов в бурдигальских отложениях на о-ве Майорка [95].

Суббетская "подзона", имеющая среднюю ширину около 50 км, сложена серией покровов, в строении которых участвуют преимущественно осадочные толщи от юрских до нижнемиоценовых включительно. Образования складчатого основания нигде в ее пределах не выходят. Считают, что вся структура "подзоны" полностью аллохтонна и перемещение составило не менее 50 км [155], если считать только транспортировку, подпадающую измелению. Формирование частных тектонических покровов объясняют срывами между относительно массивными пакетами юрских–раннемеловых известняков и пластичными отложениями триаса и позднего мела. В средней части "подзоны" несмотря на сложное чешуйчатое строение анализ материалов по юрским отложениям позволяет

выделять в поперечном разрезе несколько палеогеографических зон (с севера на юг): 1) фронтальную с сокращенными мощностями и относительно мелководным характером осадков; 2) среднюю с большой мощностью отложений (с домера), относящихся к батинальным глубинам с преобладанием глинистых и кремнистых отложений и существенными проявлениями вулканизма (между домером и барремом); 3) южную с менее мелководными в основном карбонатными отложениями.

Выявленная палеогеографическая последовательность является весьма логичной и правдоподобной, однако непосредственных переходов между этими зонами не наблюдается, поскольку слагающие их отложения всегда соприкасаются по разрывам, либо тектонически наложены друг на друга. Выделение подобных палеогеографических зон для меловых отложений сталкивается с серьезными трудностями. В крайней западной части Суббетской подзоны покровные структуры значительно менее упорядочены, нежели в центральной, что приводит к частным различиям в их интерпретации.

Покровы внутренней области. Эта область Бетских Кордильер отделяется от внешней крупными разрывами, падающими на юг под различными углами, которые рассматриваются как единый разлом [155] с существенной сдвиговой составляющей [250]. В целом внутренняя область ("зона") подразделяется на ряд значительных по площади покровов (комплексов), занимающих определенное структурное положение. Они были выделены еще П. Фалло [157], и несмотря на достаточно серьезные работы последующих лет принципиальная схема их строения не претерпела изменений, хотя конкретные структуры были существенно детализированы. Итак, во внутренней "зоне" различаются следующие комплексы покровов (структурно снизу вверх): Невадо-Филабриды, Альпухарриды, Малагиды, Дорсаль и Флишевые покровы, которые могут выделяться в качестве самостоятельной области.

Невадо-Филабриды выходят только в восточной половине Бетских Кордильер. Они представляют собой самый нижний структурный элемент, подстилающие комплексы которого не известны. Невадо-Филабриды сложены главным образом мощной толщей темных слюдяных сланцев с графитом и гранатом, среди которых присутствуют горизонты кварцитов. Судить о возрасте этих пород трудно в связи с отсутствием палеонтологических остатков, однако определение абсолютного возраста Rb-Sr методом по породе дает цифру 418 млн лет, что свидетельствует о раннепалеозойском или более древнем возрасте [158], а K-Ar методом получены результаты между 20 и 15 млн лет, соответствующие, вероятно, возрасту метаморфизма. Выше этих эпиметаморфических толщ залегают породы "чехла", относимые к пермо-триасу и триасу, представленные кварцитами, карбонатными породами, гипсами и основными вулканитами. В некоторых рассредоточенных блоках основных вулканитов отмечается парагенез минералов высокого давления (глаукофан) и иногда встречаются даже эклогиты. Происхождение этих пород является предметом дискуссий.

Альпухарриды представляют собой серию покровов и чешуй,

перекрывающих Невадо-Филабриды. Основную часть их составляют метаморфические сланцы с андалузитом, кианитом, ставролитом, образованные за счет пелитов и относимые к палеозою — нижнему триасу. Среди сланцев и филлитов присутствуют также отдельные горизонты кварцитов. В районе к западу от Малаги под сланцами обнаруживаются гнейсы, гранитные мобилизаты и серпентинизированные гранатовые, шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты, окруженные кинцигитами, т.е. породами гранулитовой фации метаморфизма. Эта перидотитовая пластина вместе с окружающими кинцигитами надвинута на собственно Альпухарриды (единицы Бланка и Ньевес-Приета) и частично на флишевые комплексы [159]. Стратиграфически выше метаморфических сланцев располагаются средне-позднетриасовые морские карбонатные породы (известняки, доломиты) небольшой мощности. Более молодые отложения в покровах Альпухаррид не известны.

Малагиды располагаются структурно выше Альпухаррид, в составе которых стратиграфически нижнюю часть составляют слабо метаморфизованные песчано-сланцевые толщи с граувакками и известняками. Среди них палеонтологически датированы отложения силура, девона и карбона. Стратиграфически выше следуют красноцветы пермо-триаса и рассредоточенные блоки и пластины доломитов триаса, карбонаты триаса — юры, мергелистые отложения мела (альб) и известняки эоцена. Эта стратиграфически прерывистая толща имеет незначительную мощность и спорадическое распространение.

Промежуточное положение между собственно внутренней и внешней "зонами" занимают комплексы Дорсалья и Флишевые покровы [155], либо их относят к внешней части внутренней "зоны".

Комплексы Дорсалья формируют узкую чешуйчатую полосу, отмечаемую лишь на отдельных отрезках Бетских Кордильер. Эти чешуи и пластины сложены преимущественно карбонатными отложениями позднего триаса и юры, причем во внешних частях Дорсалья это главным образом фации шельфа, имеющие существенные мощности, а во внутренних — более глубоководные фации меньших мощностей. Существуют различные мнения о связи комплексов Дорсалья и Малагидами, некоторые исследователи рассматривают первые как непосредственный сорванный чехол Малагид или Альпухаррид, другие видят в них структурно-формационную подзону, близкую пространственно к Малагидам, но, тем не менее, самостоятельную.

Флишевые покровы располагаются между собственно внешней и внутренней "зонами", слагая неширокую полосу от Гибралтара до Мурсии. Они тектонически перекрывают покровы как внешней, так и внутренней "зон". Наиболее низкое структурное положение занимает комплекс Камароте, в составе которого преобладают сланцеватые мергели с тонкими прослоями известняков и тонкозернистые песчаники с глинистыми известняками. Местами встречаются тектонические клинья лейасовых известняков, составлявших, видимо, основание разреза. Большая часть разреза датируется по аптихам и кальпионеллам титон-неокомом. Возможно, с этим комплексом должен сопоставляться флиш Ногалес,

сложенный тонкими кварцевыми песчаниками титон-неокома. Структурно выше комплекса Камароте располагается комплекс Аргельяс, в строении разреза которого принимают участие отложения от сенона до нижнего миоцена. Сенон, палеоцен и эоцен – карбонатно-мергелистые с микробрекчиями, олигоцен же и нижний миоцен представлены настоящим песчаным флишем.

Комплекс Альхесирас располагается структурно выше упомянутых и представлен отложениями сеномана до олигоцена, относительно полно представленными. В целом, аналогично комплексу Аргельяс, меловые, палеоценовые и эоценовые отложения преимущественно карбонатно-мергелистые; слюдисто-мергелисто-песчаный флиш развивается с олигоцена и характеризуется значительной мощностью. Комплекс Альхесирас сопоставляется с комплексом Бени-Идер в Марокко.

Флишевые комплексы Бетских Кордильер венчаются Нумидийским флишевым покровом, в котором различают подкомплексы Химена и Альхибе. Первый сложен зелеными и красными глинами эоцена с песчано-карбонатными прослоями. Второй комплекс, Альхибе, как бы подразделяется на две части, одна из них представлена верхнеэоценовыми глинисто-мергелистыми породами с прослоями микробрекчиевых известняков, а вторая – мощной серией характерных песчаников олигоцена и, возможно, нижнего миоцена. Как известно, эти песчаники сохраняют свои специфические черты на протяжении более чем 2000 км от Гибралтара через всю Северную Африку и до Сицилии [155]. Неточность определения верхнего возрастного предела флишевых комплексов (олигоцен-нижний миоцен?) создает проблемы для установления времени перемещения флишевых покровов. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что их движение, видимо, происходило в конце раннего миоцена, поскольку продукты их размыва известны в неогавхтонных отложениях среднего миоцена.

Существуют две точки зрения о направлении движения тектонических покровов внутренней "зоны" Бетских Кордильер. Согласно первой, выдвинутой еще П. Фалло (1948 г.), эти покровы двигались с юга на север и северо-запад, однако позже М. Дюран-Дельга предположил, что они перемещались с севера. В настоящее время уже накопилось достаточно данных, чтобы считать, что первая точка зрения является более обоснованной, о чем еще в 1980 г. упоминали М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе [155].

Магрибские (Телльско-Рифские) цепи, согласно последним резюмирующим работам [155, 250], характеризуются нагромождением десятков тектонических покровов. Выделяются группы, принадлежащие трем первичным палеогеографическим областям: внешней, внутренней и флишевой. Эти группы покровов образуют в современной структуре так называемые "зоны", протягивающиеся через всю Северную Африку.

Покровы внешней области. В качестве внешних комплексов рассматриваются мезозойско-палеогеновые отложения, накапливавшиеся в удаленной части северного склона Африканского континента, погружавшегося в сторону Западно-Средиземноморского Тетиса. Большая их

часть сорвана на разных уровнях и представляет собой тектонические покровы, однако существуют комплексы, составляющие единое целое с субстратом. Принято на основании различий в литологии и структуре выделять две группы комплексов, которые разобщены и географически. К первой относятся комплексы Внешнего Рифа Марокко, а ко второй — Телльские, распространенные к востоку в пределах всей остальной части Северной Африки.

Группа комплексов Внешнего Рифа в свою очередь подразделяется на три типа, составляющих единое целое с субстратом (т.е. автохтонных или параавтохтонных), и соответствующие каждому из них тектонические покровы (с севера на юг, или к югу от Внутреннего Рифа): Интрарифский комплекс и соответствующий ему комплекс Верхних рифских покровов; Мезорифский комплекс и возникший за его счет комплекс Нижних рифских покровов; и, наконец, Прерифский комплекс. Тектонический покров Уэззан рассматривается как самостоятельный и не сопоставляется с Прерифским комплексом [250].

В Интрарифском комплексе различаются несколько структурных единиц, разделенных разрывами. На севере это северная единица Кетама, сложенная глинистыми породами неокома, в основном кварцевыми песчаниками апт-альба и карбонатно-мергелистыми толщами позднего мела. Южная единица Кетама сложена осадочными, в основном терригенными сериями от триаса до позднего альба и структурно располагается ниже северной единицы Кетама. В качестве единицы Танжер рассматриваются позднемеловые—палеогеновые отложения, перекрывающие апт-альбские кварцевые песчаники. Они представлены глинистыми и карбонатно-глинистыми породами с характерными горизонтами карбонатных микробрекчий в верхах и фтанитами в низах разрезах. Среди Верхних рифских покровов (соответствующих Интрарифу) также выделяется несколько единиц или покровов (Акнунь, Тамедди, Афрес, Тифель-уест), нижняя часть разреза которых (гипсоносный триас, карбонатный лейас, карбонатно-мергелистый доггер, песчано-глинистый келловей и оксфорд) сходна с комплексами Интрарива.

Комплексы Мезорифа литолого-стратиграфически весьма близки комплексам Интрарива, и критерии выделения образуемой ими "зоны" базируются скорее на тектонических предпосылках, свидетельствующих о том, что они действительно формировали особую тектоническую зону, в пределах которой отложения нижнего миоцена могут залегать несогласно на любых более древних отложениях. Нижние рифские покровы, которые, как считается, отвечают Мезорифу, характеризуются относительно большими мощностями (3—4 тыс. м), глинистым с песчаными горизонтами разрезом средней—поздней юры и мергелисто-глинистым, иногда с песчаниками ранним мелом, мергелисто-глинистым поздним мелом и карбонатно-мергелистым палеогеном. Мезорифские комплексы и нижние рифские покровы далеко шарьированы на область Прерифа.

Прерифские комплексы, разделяемые на внутренние на севере и внешние на юге, представлены карбонатным лейасом, мергелисто-глинистыми доггером и мальмом, мергелистым ранним и карбонатным позд-

ним мелом. Эти комплексы, так же как и расположенные северные, формируют серию чешуй, которые существуют и на достаточно глубоких горизонтах, что доказано данными по нефтепоисковым буровым скважинам.

Группа Телльских комплексов, распространенная в Алжире и Западном Тунисе, в принципе является продолжением к западу группы комплексов Внешнего Рифа. Разрезы, сходные по фациям как с комплексами Внешнего Рифа, так и с Телльскими располагаются в Оранском массиве [250]. Так же как и во Внешнем Рифе, в Телле различаются комплексы, связанные с субстратом, сорванные в основном на глубоких уровнях, и комплексы, полностью отделенные от субстрата, или Телльские покровы. Первый тип комплексов распространен к западу от Алжира и обычно именуется как районы Бибан, Блида, Бу-Маад и Оран. Кроме этого, они слагают область между массивами Большой и Малой Кабилии – район Бабар. Основной характерной чертой всех Телльских фаций является их исключительно карбонатно-мергелистый состав, за исключением самых западных районов, где появляются переходные к Внешнему Рифу фации с добавлением существенного количества терригенного материала. В отмеченных районах распространения комплексов, связанных с субстратом, широко развиты покровные и чешуйчатые структуры, которые, однако, не мешают установить, что в карбонатно-мергелистых отложениях с севера на юг происходит смена пелагических фаций, отлагавшихся при активном доступе кислорода, батинальными фациями с восстановительной средой накопления, и еще далее к югу – фациями, испытавшими существенное влияние неритовых условий [155].

Среди комплексов Телльских покровов, или комплексов, полностью оторванных от субстрата, выделяются покровы, соответствующие намеченной выше схеме фациальной зональности Телля. Так, с севера на юг обособливаются ультрателльские покровы с характерными для их разреза светлыми пелагическими мергелистыми известняками раннего мела, далее следуют эпителийские или собственно телльские покровы с темноокрашенными известняково-мергелистыми толщами с заметной примесью тонкого обломочного материала. Самое южное положение занимают Пенителльские покровы, в разрезах которых уже заметны неритовые отложения позднего мела и палеогена.

Ультрателльские комплексы структурно располагаются под флишевыми и на эпителийских. Последние, в свою очередь, шарьированы на пенителльские комплексы, которые тектонически перекрывают слабо нарушенные отложения форланда типа южносетифских или дислоцированные и даже сорванные его блоки типа "неритового поднятия Констанции".

Внешние Телльские и Прерифские покровы на юге либо надвинуты на область форланда, либо погружаются под позднемiocеновые отложения неогеновых бассейнов в центральной части Магрибид. Именно последнее обстоятельство позволяет благодаря детальным исследованиям последних лет [138] достаточно точно установить время перемещения Телльских покровов, которое относится к раннему лангию (зона 8), поскольку

крупные чешуи меловых и палеогеновых отложений Телльских покровов залегают в этих бассейнах на отложениях позднего бурдигала (зона 7) или даже основания лангия (зона 8) и перекрываются постнадвиговыми морскими отложениями того же раннего лангия.

Пенителльский комплекс характеризуется разрезами, которым свойственно чередование фаций, типичных для собственно Телльских покровов, с фациями, сходными с отложениями автохтонного комплекса.

Размеры и природа глыб и блоков, встречающихся среди сенонских отложений Пенителльского комплекса, свидетельствуют о палеогеографической близости области накопления Пенителльских толщ и автохтонных серий Высоких Плато и "неритового выступа Константины".

Характерными признаками разрезов Пенителльского комплекса являются:

лейас (?) — массивные карбонаты;

средняя—верхняя юра — карбонатная толща по микрофациям и мощностям, имеющая сходство с неритовыми известняками Константины; известняки с кремнями средней юры напоминают некоторые горизонты телльских серий Бабора;

нижний мел — глинисто-мергелистые отложения, богатые прослоями микритовых известняков, сходные с собственно телльскими фациями и отличающиеся отдельными горизонтами с примесью песчаного материала, столь характерного для нижнего мела Сахарского Атласа и Высоких Плато;

альб-сеноман — весьма характерный пакет, сложенный органогенными известняками с орбитолинами и различным органогенным детритом;

турон — известняки с черными кремнями и слоистые черные кремни — типичные фации для всех Телльских серий;

нижний сенон — мергелистые и мергелисто-карбонатные породы с фациями, характерными для собственно Телльских серий;

кампан — мергелистые отложения с горизонтами желтых известняковых конкреций, содержит пачку конгломератов с глыбами и обломками явно неритового происхождения и первую пачку известняков с иноцерамами;

маастрихт-палеоцен(?)—мергелистые и мергелисто-известняковые пачки обычных Телльских фаций; характерно присутствие второй пачки известняков с иноцерамами;

эоцен — мергели, переслаивающиеся с известняками с нуммулитами; почти всегда слагают сорванные пластины, ассоциирующие с маастрихт-палеоценовыми (?) отложениями.

Рассмотрение этих характерных признаков разрезов Пенителльского комплекса показывает, что типичным для них является чередование пачек, толщ, одни из которых явно несут черты сходства с фациями автохтона Высоких Плато и "неритового выступа" Константины, а другие — с фациями собственно Телльского комплекса. Особое внимание обращает на себя присутствие в сенонских конгломератах (брекчиях?) обломков, глыб и блоков значительного размера, принадлежащих, несомненно, породам неритового автохтона [242]. Весьма слабая обработка этих глыб и обломков явно свидетельствует о недалекой их транспортировке. Эти данные заставляют предполагать, что первичная область накопления Пенителльских комплексов располагалась к северу от области неритового автохтона. Вместе с тем, пелагические фации, весьма типичные для собственно Телльских, характеризуют отдельные интервалы разрезов Пенителльского комплекса, что также может говорить об их палеогеографической близости. Таким образом, представляется

обоснованным считать, что осадочные толщи Пенителльского комплекса накапливались между мелководной областью автохтона Высоких Плато и "неритового выступа Константины" на юге и глубоководным бассейном, в котором происходило накопление собственно Телльских фаций.

Типичные признаки тектонических покровов, которые по характеру своих разрезов выделяются в Телльский (собственно) комплекс, были даны еще Л. Гланжо (1952 г.). Основой для них служит прежде всего очень редкое наличие в разрезах (по Л. Гланжо, полное отсутствие) с нижнего мела до конца среднего эоцена отдельных прослоев неритического характера или с примесью терригенного материала. Вторым важным моментом, отличающим собственно Телльский комплекс от Ультрателльского, является постоянное присутствие в отложениях от раннего мела до конца эоцена неокисленного органического материала, т.е. признаки, характеризующие анаэробные условия их формирования.

Общая характеристика разреза собственно Телльского комплекса выглядит следующим образом:

нижний-средний лейас — массивные карбонатные отложения шельфового типа;

верхний лейас — толща известняков с кремнями;

доггер — маломощная пачка кремнистых пород;

малым — известняковая толща с прослоями глинистых радиоляритов в южных районах и редкими прослоями известняков с признаками неритовых условий образования в северных;

неоком-баррем — глинисто-мергелистые отложения с аммонитами;

апт-альб (за исключением верхнего альба) — пелитовая толща;

верхний альб-начало раннего приабона — исключительно мергелистые и мергелисто-карбонатные отложения; граница сеномана-турона отмечена очень постоянным горизонтом кремней или известняков с кремнями.

Следует отметить, что в разрезах, характеризующих наиболее северные покровы, неоком-баррем и апт-альб содержат редкие и маломощные прослои с примесью песчаного материала, что может характеризовать их палеогеографическую близость с отложениями Ультрателльского комплекса, так же как и присутствие пачек светлых мергелей с окисленным органическим материалом.

Таким образом, подытоживая имеющиеся данные по собственно Телльскому комплексу, можно сделать вывод, что начиная с позднего лейаса его формирование происходило в глубоководном бассейне при слабом доступе кислорода. Отдельные редкие маломощные неритовые прослои в наиболее южных разрезах вероятно указывают на палеогеографическую близость с отложениями пенителльского комплекса, располагавшимися южнее, а примесь песчаного материала в раннем-среднем мелу и прослои светлых мергелей в северных разрезах — на соседство с ультрателльскими отложениями, занимавшими более северную область.

Впервые выделенный М. Дюран-Дельга [154], а затем изученный в Восточном Алжире Ж.М. Вилой (1969 г., [242]), П. Фуркадом и Ж.-Ф. Раультом (1973 г.) и автором [87] Ультрателльский комплекс слагает верхние пластины Телльских тектонических покровов. Наиболее характерной его чертой является абсолютное преобладание светлых мергелей и мергелистых известняков, составляющих наиболее яркий отличительный

признак Ультрателльских серий. Следует отметить, что отложения нижних частей разреза известны лишь в одном районе – на севере вблизи побережья в небольшом горном массиве Джебель Сафия, где они представлены:

нижним–средним лейасом – массивные известняки;

верхним лейасом – известняки с кремнями;

доггером–мальмом – маломощные пелагические мергели;

валанжин-барремом – глинистые известняки и мергели с пиритизированными аммонитами.

В остальных же Ультрателльских тектонических покровах, распространяющихся к югу более чем на 100 км, наиболее низкие из встречающихся стратиграфических горизонтов принадлежат валанжину. Таким образом, по-видимому, наиболее глубокими поверхностями срыва служили карбонатно-мергелистые толщи, нижнего мела. Характерными особенностями мел-палеогеновых разрезов ультрателльских комплексов являются следующие:

нижний мел – светлые мергели и мергелистые микритовые известняки с аммонитами;

средний мел – мергели и мергелистые известняки, сходные с нижнемеловыми, повсеместно известняки содержат роталипоры; в верхнем сеномане и на границе с туроном распространены прослои и горизонты черных кремней или же кремни содержатся в виде линз и стяжений в известняках;

сенон – мергелисто-карбонатные породы очень светлые, с обильной микрофауной глоботрункан, относительно мощная толща;

дат–палеоцен – серые мергели с желтыми карбонатными конкрециями;

ипр – нижний лютеций – мергелистые известняки с черными кремнями;

верхний лютеций – темные мергели.

Итак, мел-палеогеновые отложения Ультрателльского комплекса, судя по микрофаунам и микрофауне, формировались, видимо, в глубоководном бассейне при достаточном доступе кислорода и лишь в позднем лютеции подобная обстановка сменяется восстановительной, сходной с господствовавшей все мел-палеогеновое время в области формирования собственно Телльского комплекса. Одной исключительно важной чертой ультрателльских разрезов, развитых на севере, является присутствие в них на нижних стратиграфических уровнях отдельных прослоев песчанников, а на верхних – микробрекчий, столь характерных для отложений Массильского флишевого комплекса. Кроме того, в разрезе горного массива Джебель Сафия, где представлены наиболее нижние стратиграфические горизонты Ультрателльского комплекса, валанжин-барремские известняки и мергели перекрываются слабодинамометаморфизованной терригенной (песчано-глинистой) толщей, условно относимой к апт-альбу. Эта толща в определенной мере может сопоставляться с так называемым апт-альбским флишем [217], составляющим часть Массильского флишевого комплекса. Несмотря на то что в связи со сложным покровным строением пока можно лишь надеяться на установление прямых фациальных переходов между ультрателльским и флишевым комплексом, приведенные выше данные дают некоторые основания палеогеографически располагать область накопления Ультрателльских комплексов к югу от области формирования массильского флиша. О воз-

возможности положения Ультрателльского комплекса к северу от собственно Телльского уже упоминалось выше, так что можно говорить лишь о том, что область формирования Ультрателльского комплекса являлась в мелу и палеогене пограничной зоной между центральной частью бассейна, куда не доходил обломочный материал с севера, и областью накопления флиша.

Покровы внутренней области. Самое северное положение занимает "зона", сформированная покровами, произошедшими из внутренней области. Эти покровы образованы метаморфическими породами местами с остатками сорванного перекрывающего их чехла эпиметаморфического позднего палеозоя, мезозоя и палеогена. Покровы внутренней "зоны" не имеют сплошного развития, а формируют три разрозненных участка на Средиземноморском побережье Африки: Внутренний Риф, Большая Кабилия и Малая Кабилия.

Во всех трех участках этих покровов выделяются нижние части, сложенные в основном метаморфизованными образованиями, и верхние, представленные мезозойско-кайнозойскими породами, которые формируют Известняковую цепь, или Дорсаль.

1. Покровы Внутреннего Рифа как будто хорошо сопоставляются с внутренними покровами Бетских Кордильер.

Нижние покровы представлены (снизу вверх) комплексами Себтид и Гомарид.

Наиболее низкое структурное положение занимает комплекс Себтид. Его основание слагают серпентинизированные лерцолиты Бени-Бушера [185]. Считают, что ассоциация шпинелевых лерцолитов и пироксенитов с гранатом указывает на кристаллизацию пород во время адиабатического подъема материала с верхнемантийных глубин (30–40 км [222]). Перидотиты окружены кинцигитами, соответствующими гранулитовой фации высокого давления. Д. Корнпробст (1974 г.) предполагает, что контакт между перидотитами и кинцигитами может соответствовать палеоразделу Мохоровичича. Кинцигиты перекрыты гнейсами и слюдяными сланцами амфиболитовой фации метаморфизма, которые слагают наибольшие площади. Определения абсолютного возраста показывают, что Себтиды претерпели альпийский метаморфизм примерно 20 млн лет тому назад [250]. Кристаллические породы перекрыты тремя тектоническими покровами, объединяемыми в структурные единицы Федерикао. Они сложены эпиметаморфизованными отложениями пермо-триаса, степень метаморфизма которых уменьшается вверх по разрезу. М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе [155] сопоставляют Себтиды с западными Альпухарридами (Бетские Кордильеры), где также известен крупный массив шпинелевых и гранатовых лерцолитов (Ронда), окруженный кинцигитами и затем метаморфитами амфиболитовой фации.

Комплекс Гомарид перекрывает покровы Себтид по пологому тектоническому контакту. Основную роль в их строении играют палеозойские отложения, в разрезах которых выделяются глинистые сланцы и известняки готландия, девона и нижнего карбона, несогласно перекрытые конгломератами намюра, а выше – красноцветные песчаники перми и

триаса. Местами встречаются также карбонатные отложения позднего триаса – лейаса и эоцена. Гомариды формируют несколько покровов и чешуй с различным сочетанием слагающих их пород палеозоя. Они сопоставляются с Малагидами Бетских Кордильер [155].

Известняковая цепь, или Дорсаль, – очень характерная структура для всех Магрибид, приуроченная к южной части метаморфических массивов, к их границе с флишевыми комплексами. Ширина этой структуры невелика, она составляет обычно не более 10 км, но структура отличается очень сложным строением. В рассматриваемом Рифском Дорсале выделяются внутренняя и внешняя части, различаемые по характеру фаций позднего триаса и раннего лейаса. В целом же она представляет собой узкую полосу нагромождения надвинутых друг на друга опрокинутых узких складок, тектонических чешуй и небольших покровов, сложенных относительно мощным разрезом преимущественно карбонатных пород позднего триаса и раннего лейаса и маломощной конденсированной пелагической серией средней юры – нижнего эоцена. В отдельных чешуях присутствуют метаморфические сланцы неустановленного возраста и палеозойские породы. Хотя Рифский Дорсаль располагается структурно выше Гомарид, однако отдельные покровы этого комплекса могут тектонически перекрывать породы Дорсалья и даже переходить за его пределы, “наезжая” на область развития флишевых комплексов.

2. Большая Кабилия – второй район распространения комплексов внутренней области, расположен в 700 км к востоку в прибрежной полосе Центрального Алжира.

Нижние покровы представлены метаморфическими породами, которые подразделяются на два комплекса. Нижний сложен очковыми гнейсами, местами переходящими в лептиниты, кварцитами и мигматитовыми парагнейсами. Он рассматривается как древний, поскольку абсолютный возраст метаморфизма оценивается в $(563-465) \pm 24$ млн лет. Верхний комплекс состоит из слюдяных и серицитовых сланцев с линзами мраморов, которые рассматриваются как древний осадочный чехол первого комплекса. Оба комплекса прорываются пегматитами (465 млн лет) и гранитами (279 млн лет). Альпийский метаморфизм, связанный с тектоническими покровами, датируется двумя этапами: 95–71 и 38–22 млн лет [206]. Среди палеозойских слабометаморфизованных пород известны отложения позднего кембрия, а также девона и карбона.

Дорсаль структурно по субмеридиональному сдвигу делится на две части. Западная часть носит название Джурджура, восточная – Шеллата. В Дорсале Джурджуры детальные исследования позволяют выделять внешнюю, среднюю и внутреннюю зоны, последовательно сменяющие друг друга с юга на север. Зона внешнего Дорсалья надвинута к югу на флишевые комплексы. Мезозойские отложения внутреннего Дорсалья часто сохраняют единство с палеозойским чехлом массива Большой Кабилии или с его кристаллическими породами. Мезозойские отложения Дорсалья представлены маломощным триасом эпиконтинентального типа с красноцветами, доломитами, мергелями (резко отличающимися от мощных карбонатных толщ триаса Рифского Дорсалья), морским карбонатным

лейасом с фациями открытого моря во второй его половине (с позднего синемюра), пелагическим конденсированным разрезом доггера и мальма, и также конденсированным, с перерывами, разрезом раннего мела, обломочными и даже грубообломочными породами позднего мела. Отложения палеогена (палеоцен) во внутренней зоне Дорсалья перекрывают меловые с размывом и слабым несогласием. Они представлены мелководными морскими рифовыми фациями вплоть до лютетия. С позднего эоцена (приабон) и по бурдигал Кабильский Дорсаль являлся областью накопления обломочных пород (сланцистые песчаники и микробрекчии).

3. Малая Кабилия – третий район распространения комплексов, принадлежащих внутренней области. Расположен в 100 км к востоку от Большой Кабилии.

Нижние покровы этого массива представлены тремя комплексами пород [217].

Первый комплекс представлен гнейсами с прослоями мраморов и амфиболитов, среди которых в районе мыса Бугарун обнаруживаются серпентинизированные перцолиты и ретроморфизованные гнейсы, возможно аналогичные массиву Бени-Бушера в Рифе Марокко [116]. Второй комплекс сложен слюдяными сланцами, филлитами и порфиroidами с очковой структурой, природа которых остается невыясненной. Третий комплекс представляет собой "палеозойский чехол" кристаллического основания; в нем известны толщи ордовика, силура с граптолитами, девона с ортоцерасами и тентакулитами, нижнего карбона с конодонтами [217]. Четвертый, мезозойско-кайнозойский комплекс, распространенный в центральных частях Малой Кабилии, действительно представляет собой слабдеформированный осадочный чехол Кабильского массива. В его состав входят спорадически сохранившиеся блоки массивных известняков юры (лейас), залегающие непосредственно на метаморфических породах, и аналогичные, не подвергшиеся эрозии блоки лютетских известняков.

Более широким распространением пользуется молассоидная серия, именуемая обычно "кабильским олиго-миоценом" [217, 242]. Эта резко несогласно залегающая на подстилающих породах обломочная толща обычно подразделяется на три пачки.

Нижняя представлена несортированными грубообломочными конгломератами, содержащими гальку подстилающих метаморфических пород и, редко, известняков лейаса или лютетия. Эта пачка, мощностью от нескольких метров до 500–600 м, датируется по планктонным фораминиферам как позднеолигоценовая. Выше располагается мощная пачка грубозернистых слюдяных песчаников, весьма сходная с толщей слюдяных песчаников, венчающих флишевые разрезы. В верхах разреза этой пачки (300–500 м) встречаются олистостромовые горизонты. Состав олистолитов в этих горизонтах, так же как и отдельные довольно крупные олистоплаки, отвечает исключительно породам моретанского и масильского флишевых комплексов, причем породы первого приурочены к нижним горизонтам олистостром, а второго – к верхним. Возраст верхов разреза толщи слюдяных песчаников и матрикса определяется несколь-

ко по-разному в разных точках: от конца аквитана — начала бурдигала до середины бурдигала. Заметим, что нигде среди олистолитов не обнаружены песчаники нумидия, имеющие близкую возрастную характеристику.

Кратко резюмируя обстановку развития Кабильских массивов в мезозое и кайнозое на основе изложенного материала, можно определенно говорить, что на протяжении всего мезозоя и почти всего палеогена они занимали приподнятое положение, поставляя большое количество обломочного материала на юг, и лишь в конце олигоцена на время превратились в область грубообломочного осадконакопления, принимавшую обвално-оползневые образования вдоль южного борта, что, вероятно, было обусловлено продолжавшимся пододвиганием Кабильского массива к югу и, соответственно, ретрошарьяжем отдельных частей раздавленных флишевых комплексов.

Дорсаль приурочен к южной части Малой Кабилии и почти на всем протяжении отделяет ее от области распространения флишевых комплексов, расположенных к югу. Кабильский Дорсаль формирует сложную узкую чешуйчато-надвиговую зону, в строении которой заметную роль играют метаморфические сланцы. Последние несомненно представляют собой сорванные части Кабильских массивов, служившие основанием для мезозойско-кайнозойских разрезов. По сути дела комплексы Дорсала должны рассматриваться как отложения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Кабильских массивов. Этот чехол сложен осадочными породами от пермо-триасовых до позднеэоценовых, характеризуется местной прерывистостью, а также местной конденсированностью отдельных частей разрезов. Детальное изучение и сравнительный анализ, проведенный Ж.—Ф. Раультом (1974 г.), показал, что речь идет действительно о единой палеогеографической области, приуроченной к шельфу и континентальному склону массива Малой Кабилии. Подобные же выводы были сделаны и для зоны Дорсала, расположенной к югу от Большой Кабилии.

Для всех разрезов Дорсала Малой Кабилии характерно отсутствие аптских и ниже-среднеальбских горизонтов. Среди них выделяются группы, соответствующие внутренней и внешней зонам. Различия начинают отмечаться с лейаса, когда после однородных для всех разрезов доломитов, пестрых мергелей и красноцветов триаса начинают накапливаться морские карбонатные толщи лейаса, отвечающие шельфовым условиям во внешнем Дорсале и более глубоководным во внутреннем. Однако в плинсбахе происходит, видимо, существенное погружение и внешней зоны, так что пелагические известняки, часто с кремнями, и мергели характерны для всего Дорсала.

Средняя и верхняя юра характеризуются продолжающимся пелагическим и даже конденсированным осадконакоплением, так же как и ранний мел (берриас—апт). В верхнемеловых отложениях снова становится очень заметной разница между внешней и внутренней зонами, которая, видимо, была обусловлена тектоническими движениями, отразившимися в формировании относительно поднятой внешней зоны. Эти движения были, видимо, в основном пост-туронскими, поскольку в сеномане и туроне преобладают пелагические карбонатные осадки с силицитами,

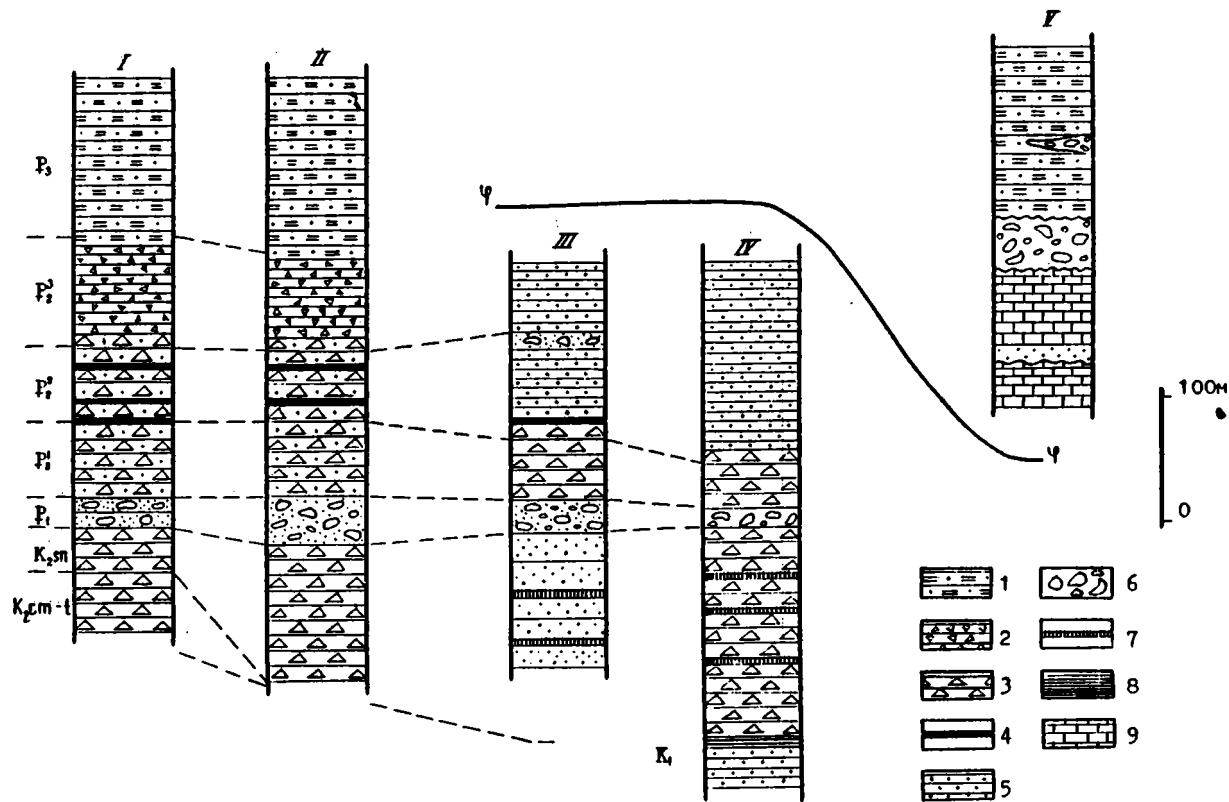
хотя уже появляются микробрекчии, обломочный материал которых возник за счет размыва известняков лейаса и неокома.

Относительно мощные обломочные серии начинают накапливаться во внешней зоне с сенона. Они включают конгломератовые и пудинговые горизонты, карбонатные арениты, песчаники, карбонатные турбидиты, в которых большую роль играют обломки пород и минералов, произошедших за счет разрушения метаморфического основания мезозойских осадочных толщ, — кварца, слюды, филлитов. Внутренняя зона также выходит из области пелагической седиментации, однако грубообломочные породы в ней отсутствуют.

В палеоцене, раннем и среднем эоцене нестабильная обстановка осадконакопления, отмеченная для сенона, продолжает существовать. Иногда отмечается даже трансгрессивное несогласное залегание палеоцена с конгломератами в основании. Основную же часть разреза составляют мелководные биогенные известняки с остатками крупных фораминифер, устриц, мшанок и водорослей, а также горизонты микробрекчий и, иногда, песчаников. Присутствуют характерные рифовые фации массивных известняков. Позднеэоценовые отложения носят уже несколько иной характер, хотя и однородны для всего Дорсалья. Это глинистые мергели и мелкозернистые коричневатые слюдистые песчаники и горизонты микробрекчий, которые перекрывают, местами несогласно, счешуенные структуры Дорсалья. Среди позднеэоценовых отложений встречаются отдельные, иногда довольно крупные клиппы юрских и лютетских известняков, метаморфических слюдистых сланцев, явно происходящие из более северных внутренних зон. Все эти факты свидетельствуют о том, что позднеэоценовые тангенциальные перемещения интенсивно проявились и в Дорсале. К сожалению, даже самые детальные исследования в пределах Кабильского Дорсалья [217] не позволили установить непрерывного наращивания разрезов в более позднее время (конец приабона — олигоцен). Область весьма однородной седиментации типа слюдистых песчаников распространилась в это время не только на Кабильский Дорсаль [242], но и на весь флишевый бассейн.

Как все приведенные материалы, так и более ранние опубликованные соображения однозначно свидетельствуют о том, что в палеогеографическом отношении Кабильский Дорсаль, или, как его еще называют, "Известняковая цепь", представлял собой склон Кабильского массива. До недавнего времени значительно более противоречивыми были мнения об области, смежной с ним с юга. Однако исследования 60-х и 70-х годов также убедительно показали, что этой соседней областью был бассейн с флишевым осадконакоплением [87, 242].

Покровы флишевой области. В основном мел-палеогеновые флишевые комплексы Северной Африки располагаются в современной структуре южнее и структурно ниже внутренних массивов. Эти комплексы являются очень характерным элементом всех Магрибид. Считается, что областью их первичного распространения был глубоководный морской бассейн, располагавшийся к югу от внутренних массивов, вероятно соединявшихся в один микроконтинент. Формирование флишевых комплексов



занимает значительный интервал времени с поздней (возможно, средней) юры до бурдигала. К концу 60-х годов были выделены и описаны десятки флишевых покровов, лишь некоторые из них сопоставлялись относительно уверенно. Однако в начале 70-х годов тщательный анализ стратиграфии и литологии флишевых покровов привел группу французских геологов к выводу о том, что флишевые отложения могут быть сгруппированы в два комплекса – моретанский и массивский [114], которым впоследствии была придана и палеогеографическая интерпретация. Так, моретанский комплекс по своим литологическим и структурным характеристикам стал рассматриваться как проксимальный, а массивский – как дистальный.

Флишевые комплексы формируют полностью оторванные от субстрата тектонические покровы, обычно перекрывающие Телльские покровы, либо массивные известняки неритового параавтохтона Константины. Одной из отличительных черт разрезов этих комплексов является их маломощность (не более 300–500 м), связанная, как будет показано ниже, с условиями и обстановкой их накопления. Литолого-фациальные особенности упомянутых двух флишевых серий позволяют определить их положение относительно областей, которые занимали внешние Телльские комплексы на юге и внутренние (Кабильские массивы, Кабильский Дорсаль) на севере.

Следует отметить, что хорошо выраженные различия между Моретанским и Массивским флишевыми комплексами проявляются с раннего мела по поздний лютетий. Выше же эти различия исчезают и разрез надстраивается единой толщей так называемого приабонско-олигоценового флиша [242]. Подобные же отложения наращивают также разрез и в пределах Кабильского Дорсалья, где местами несогласно перекрывают тектонически совмещенные типы разрезов (рис. 32), хотя в целом все они представляют собой аллохтонные образования. Эти обстоятельства заставляют выделять эти флишевые толщи в качестве самостоятельного приабонско-олигоценового комплекса. Самым молодым и занимающим наиболее высокое структурное положение является позднеолигоцен-аквитанский комплекс широко известного нумидийского флиша.

Массивский комплекс по характеру разрезов можно разделить на два класса: типично массивские и массивские с влиянием телльских фаций [242]. Обобщенный разрез типично массивского класса выглядит следующим образом (снизу вверх):

титон–берриас и готерив–баррем – тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и отдельными слоями микритовых известняков с кальпионеллами и выше – с нанноконусами;

Рис. 32. Сопоставление верхних частей флишевых комплексов и комплексов Дорсалья

I, II – флишевые комплексы: I – серия Пантневр, II – серия Робертсо; III–V – комплексы Дорсалья: III, IV – внешние толщи (III – серия Тангут, IV – серия Джебель Абиод), V – внутренние толщи; Ф – шарьяж внутренних толщ

1 – слюдяные песчаники; 2 – флиш с рыжими микробрекчиями; 3 – микробрекчиевый флиш; 4 – силицифицированные горизонты; 5 – песчаники; 6 – дикий флиш; 7 – мергели; 8 – аргиллиты; 9 – известняки

баррем-альб (обычно именуется "апт-альбским" флишем) — переслаивание аргиллитов и кварцевых песчаников;

верхний альб — однообразное переслаивание аргиллитов и мергелей, иногда с прослоями желтоватых микритовых известняков (сходство с ультрателльскими фациями);

сеноман — преобладание микробрекчий, часто силицифицированных, прослой аргиллитов, пелитоморфных известняков;

верхний сеноман — нижний турон — типичный маркирующий горизонт белых и черных фтанитов с редкими прослоями микробрекчий;

верхний турон — нижний сеноман — глинисто-мергелистый флиш с тонкими прослоями микробрекчий и редкими пластами микритовых известняков;

верхний сеноман — эоцен — переслаивание песчаных известняков и красноватых мергелей.

В северных разрезах типично массивского класса на нескольких уровнях проявляются фации, которые, несомненно, сближают массивский тип с моретанским. Для нижнемеловых отложений это выражено в появлении среди песчано-глинистого "апт-альбского" флиша заметно более мощных пластов кварцевых песчаников, которые являются характерным признаком фаций типа Геруш моретанского флиша.

На сеноман-туронском интервале это выражено в различных пропорциях содержания фтанитов и микробрекчиевых известняков с белыми силицифицированными полосами. Для сенонских отложений северных разрезов отмечается существенно большая роль микробрекчий, отдельные прослои которых состоят из заметно более крупных обломков. Эоцен отличается фациями биокластических известняков и красных мергелей, очень сходных с типичным моретанским флишем.

Вышеприведенные данные позволяют думать, что северные разрезы массивского флиша могут представлять собой переходные фации между массивским и моретанским флишевыми комплексами.

В разрезах массивского флиша с влиянием телльских фаций обычно не известны отложения нижнего мела, а сеноман-туронский интервал практически ничем не отличается от типичных массивских серий. Заметные отличия характерны для сенона, разрезы которого в большей мере обогащены прослоями мергелей, а также прослоями биомикритов. Микробрекчий же, составляющие основу сенонского разреза, полностью сохраняют свой характер. Среди эоценовых отложений появляются очень типичные, но в массивском комплексе нигде более не встречающиеся фации белых микробрекчий (микробрекчий Адисса. Однако прослои сходных пород отмечались в разрезах ультрателльского комплекса. Таким образом, в разрезах массивского комплекса несомненно присутствуют фации, характерные для ультрателльского, а среди отложений последнего появляются фации, свойственные массивскому флишу. В связи с этим логично считать, что палеогеографические области накопления этих комплексов соседствовали в пространстве на протяжении мела и палеогена.

Моретанский комплекс по характеру своих разрезов уверенно отличается от массивского, хотя между ними существует целая гамма переходных разрезов, составленных по различным флишевым покровам, которые обычно картируются в качестве самостоятельных структурно-

фациальных единиц. Наиболее характерные признаки типичного разреза Моретанского комплекса можно суммировать следующим образом:

нижний мел — переслаивание относительно мощных (до 3 м) пластов зеленоватых среднезернистых песчаников, состоящих из кварца, плагиоклаза и примеси слюды, с коричневатыми аргиллитами и с редкими тонкими прослоями пелитоморфных известняков с кальпиеллами, подобные разрезы описаны как фации типа Геруш [242];

альб — маломощные достаточно чистые кварцевые песчаники зеленого цвета;

сеноман—турон — преимущественно микробрекчиевые фации с белыми силицифицированными полосами;

сенон—эоцен — микробрекчиевые известняки с частыми горизонтами несортированных, плохо окатанных конгломератов с различным размером обломков; для палеоцена характерно обилие прослоев песчаных известняков с микрокодиумами.

Обломочный материал всех стратиграфических уровней происходит за счет разрушения пород комплекса Дорсаль. Таким образом, первичное палеогеографическое положение моретанского комплекса между областью формирования комплекса Дорсаль и массивским флишем представляется достаточно обоснованным.

Следует сказать несколько слов о субстрате, на котором формировались моретанские флишевые серии. До исследований Ж.—П. Буйана с соавторами ([116], 1976 г.) имелись лишь сведения о том, что ниже отложенный берриаса моретанского флиша располагаются радиоляриты мальма.

В Сендуа-Табелу Ж.П. Буйан описал в видимом основании флишевого разреза пакет афировых массивных и подушечных лав с силлами габброидов, а выше — вулканогенно-осадочную пачку, состоящую из эффузивных покровов базальтов с подушечной отдельностью или без нее, переслаивающихся с тонкими горизонтами пелитоморфных известняков и прослоями гиалокластитов. Стратиграфически выше располагаются перекристаллизованные радиоляриты, за которыми следуют флишевые отложения типа Геруш. Петрологическое изучение базальтов из этих разрезов показало, что они могут рассматриваться как толеиты океанического типа в широком смысле. Несмотря на единичность находок разрезов этого типа, они являются весьма важными, ибо дают первые фактические подтверждения предположениям о том, что бассейн, в котором накапливались флишевые комплексы, частично подстилался корой океанического типа.

Приабонско-олигоценовый флишевый комплекс [242] знаменует собой униформизацию не только терригенного накопления во флишевом бассейне, но и в зоне Кабильского Дорсалья (см. рис. 32). Начиная с приабона части разрезов, надстраивающие массивские и моретанские толщи, не отличимы. К основанию приабонско-олигоценового комплекса обычно приурочены относительно грубообломочные отложения с хорошо выраженной градационной слоистостью, которые сменяются вверх толщey так называемых "рыжих микробрекчий". Эта толща (порядка 150 м мощности) состоит из переслаивания микробрекчий с песчанистыми или слюдистыми аргиллитами. Обломочный материал микробрекчий представлен породами, происшедшими за счет разрушения Кабильских массивов — филлитами, кварцитами, метаморфизован-

ными песчаниками, слюдами, реже измененными полевыми шпатами и биотитом, а также обломками органогенных известняков. Эти отложения датируются приабомом в нижней части разреза, а в верхней появляются формы микрофауны, характерные для границы приабон–олигоцен, а еще выше – собственно олигоценовые. Толща "рыжих микробрекчий" перекрывается весьма однородными толстослоистыми слюdistыми песчаниками (до 500 м), возраст которых, судя по микрофауне, охватывает большую часть олигоцена вплоть до низов аквитана [242].

Весьма многозначительным является и структурное положение приабонско-олигоценового комплекса. Дело в том, что местами нижняя его часть оказывается перекрытой тектоническими покровами комплексов Кабильского Дорсалья, в других случаях олигоценовые слюdistые песчаники могут запечатывать тектонические (надвиговые) взаимоотношения между комплексами самого Дорсалья или Дорсалья и флишевыми, и, кроме того, иногда приабонско-олигоценовый комплекс может непрерывно наращивать разрезы моретанского флиша. Вероятно, подобные неоднозначные для интерпретации факты свидетельствуют о сложной динамической обстановке формирования этого комплекса, определявшейся первыми тангенциальными тектоническими движениями, в результате которых произошло первое сближение прежних областей осадконакопления, располагавшихся к северу от северного склона Африканского континента.

Нумидийский флишевый комплекс, "Нумидий", "Нумидийский флиш", "Нумидийская серия" под такими названиями в Западном Средиземноморье известны весьма литологически характерные отложения, формирующие громадные по площади тектонические покровы (рис. 33). Обычно эти покровы занимают наиболее высокое структурное положение в серии тектонических покровов. Эти образования привлекают пристальное внимание исследователей в связи с двумя вопросами, на которые долгое время нельзя было дать достаточно убедительного ответа.

Первый вопрос связан с возрастом этой серии, ибо малое количество микрофаунистических находок и невозможность точной по ним датировки давали пищу для самых различных построений. В том числе была выдвинута оригинальная точка зрения о неоавтохтонности нумидия по отношению к событиям начала бурдигала [217]. Однако впоследствии находки и определение микрофауны, дающей четкую стратиграфическую привязку Нумидийской толщи (стампий – нижний бурдигал) [189], кроме определения возраста, подтвердили несомненную аллохтонность нумидийского флиша.

Вторым не получившим до сих пор однозначного для большинства исследователей решения является вопрос об источниках сноса обильного количества зрелого обломочного кварца. Этой проблемы мы коснемся несколько ниже, после кратких сведений о нумидийских отложениях.

Большинство исследователей Западного Средиземноморья понимают под термином "Нумидийская серия" (отложения) три толщи (снизу

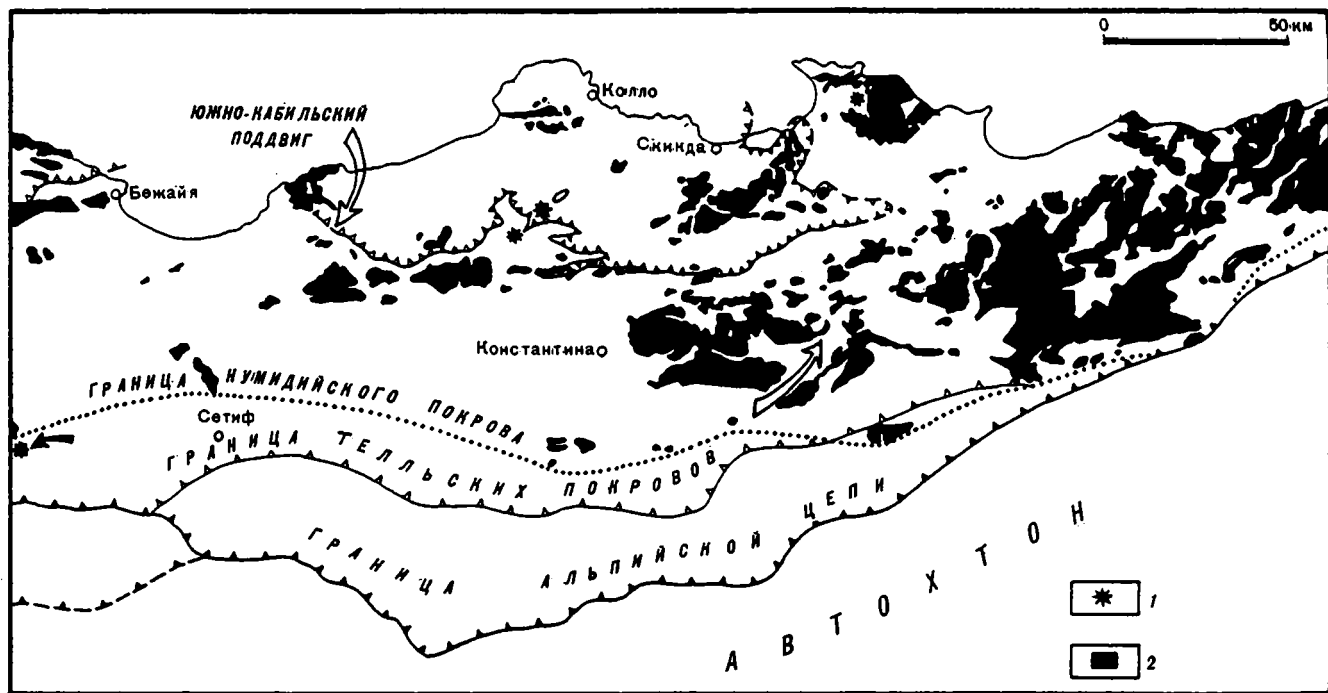


Рис. 33. Схема распространения нумидийских покровов в Восточном Алжире и Западном Тунисе
1 — смешанные серии; 2 — Нумидийский покров

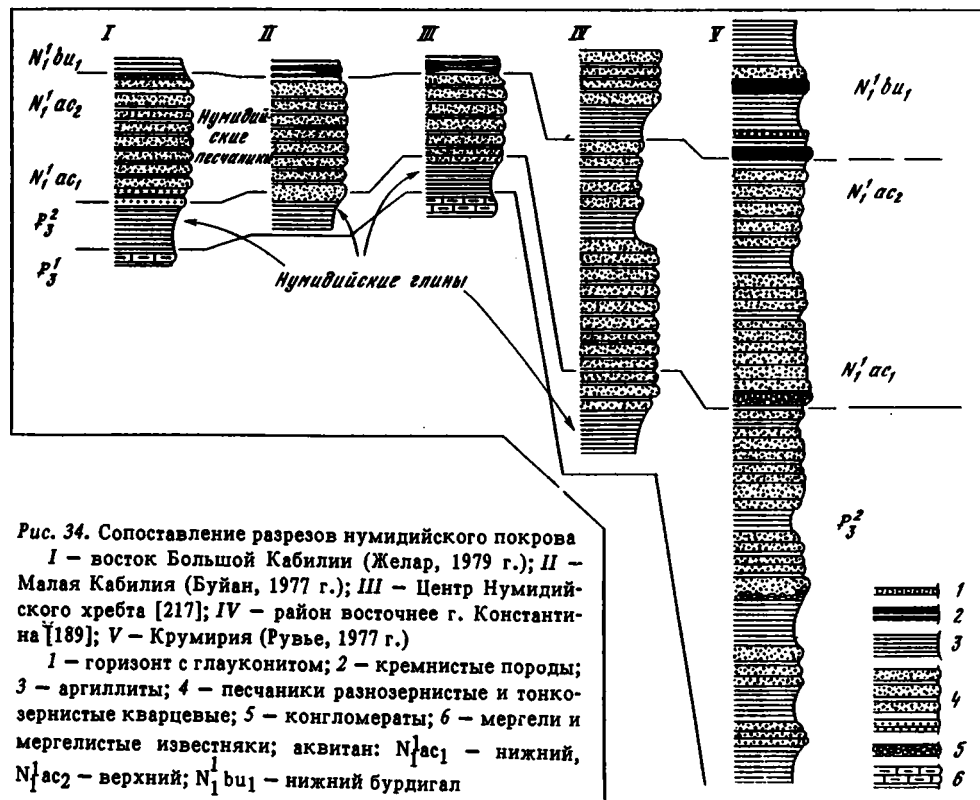
вверх) (рис. 34): поднумидийские глины, нумидийские песчаники, наднумидийские глины и мергели с кремнистыми прослоями.

Поднумидийские глины присутствуют практически повсеместно под толщей песчаников и являются той смазкой, на которой происходило перемещение нумидийских покровов. Обычно они плохо обнажены, что затрудняет их изучение, однако отличающим их признаком является частое присутствие палочковидных стяжений *Tubotamaculum*, представляющих собой следы жизнедеятельности червей. Поднумидийские глины датируются по фораминиферам и наннопланктону верхами стампия [217, 189].

Нумидийские песчаники – наиболее однообразный и характерный член “нумидийской триады”. Они образуют достаточно мощные пакеты толстослоистых чаще всего среднезернистых (хотя нередки и мелкозернистые), а также грубозернистых с отдельными гравийными зернами песчаников. В их составе резко преобладают хорошо окатанные зерна кварца, иногда встречается глауконит (до 5%), среди акцессорных минералов наиболее част циркон. Толща нумидийских песчаников, наконец, была датирована на основании определения пелагических фораминифер и по наннопланктону как позднестампийская в нижней части и раннеаквитанская – в верхней [189].

Наднумидийская толща имеет в Западном Тунисе свой стратотипический разрез, описанный Ж. Гласоном и Х. Рувье (1971, 1967 гг.). Эта часть разреза в основном глинистая с прослоями мергелей и редких песчаников, иногда сильно обогащенных глауконитом. Очень характерно также присутствие кремнистых прослоев. Микрофауна в верхней половине этой толщи определяется как среднебурдигальская. Таким образом, сейчас можно с уверенностью говорить, что накопление нумидийского флиша происходило с позднеолигоценового (стампий) по среднебурдигальское время.

Возвращаясь к проблеме источников сноса терригенного материала для нумидийского флиша, следует сказать, что, как и в прежние годы, сейчас конкурентоспособными являются две точки зрения – об источнике сноса на севере в виде древнего впоследствии расколовшегося микроконтинента, за счет которого образовались кристаллические массивы внутренних зон Бетских Кордильер, Магрибид и Сицилии–Калабрии, и об источнике сноса на юге – собственно областей Африканского континента. Как то, так и другое предположение получают с каждым годом какие-то подтверждения, но пока ни одна из них не может быть полностью отвергнута. Вначале господствовало мнение, основанное на предположении о формировании всех флишевых комплексов к северу от Кабильских массивов [180], и вопрос о южном, африканском источнике сноса вообще не возникал. Однако после того, как на основании большого фактического материала было установлено положение флишевого бассейна к югу от Кабильских массивов [114], возникают предположения и об африканском источнике сноса для нумидия, основанные на изучении направления следов течений. В то же время исследование кристаллографических особенностей кварцевых зерен из нумидийских песчаников



устанавливает значительно большее их сходство с кварцем кристаллических пород Сардинии [108]. Заметное увеличение мощности нумидийских песчаников с запада на восток и максимальные мощности нумидия в Тунисе как будто дают возможность поддерживать предположение о южнотунисском (восточноафриканском) источнике сноса. Однако опубликованные результаты исследования направлений палеотечений в нумидийском флише и термолюминисцентный анализ кварцевых зерен говорят в пользу мнения о северных источниках сноса [142]. В конце концов, как бы не решился вопрос об источниках сноса, его следствия не могут оказать влияние на интересующие нас моменты. Во-первых – первичное положение области накопления нумидия, которая располагалась между Кабильскими массивами и Африканским континентом, расстояние между которыми ко времени формирования нумидийской толщи уже было сокращено вследствие первых тангенциальных движений, проявившихся в раннем приабоне. Во-вторых, это несомненная аллохтонность нумидийского комплекса, граница распространения которого, как мы видели, близка к границе распространения телльских покровов (см. рис. 33). Таким образом, вопрос об источнике сноса в данном случае существенно не влияет на палеотектонические реконструкции, проводимые с целью изучения условий формирования складчатого обрамления современных глубоководных впадин Западного Средиземноморья.

Синтектонические и неоавтохтонные комплексы морского миоцена. В пределах альпийской зоны Северной Африки четкое картографическое разделение синтектонических и неоавтохтонных комплексов затруднено двумя обстоятельствами. Первое связано с литологической монотонностью разрезов осадочных толщ миоцена, не позволяющих установить, имеем ли мы дело с "донадвиговыми" или постнадвиговыми его частями, а также с бедностью микрофауны, которая позволила бы определить зональную принадлежность рассматриваемых горизонтов разреза. Второе обстоятельство определяется некоторой гетерохронностью проявления тангенциальных перемещений горных масс, которые в северных районах, как будто, не проявляются позже бурдигала, а в южных существенно проявлены в тортоне. В соответствии с этим, а также и с формационными различиями, выделяются два комплекса морских миоценовых образований: 1) вулканогенно-осадочный, датированный бурдигалом – лангием, и 2) осадочный, относящийся к концу бурдигала – тортону.

Вулканогенно-осадочный комплекс бурдигала – лангия и ассоциирующие с ним комагматичные субвулканические образования распространены только по северному побережью Восточного Алжира, локализуясь в основном в трех районах (с востока на запад): Кап-де-Фер, Колло-Эль-Милия, Кавалло и Уэд Амизур (рис. 35). Наиболее представительные разрезы изучались в районе Колло и Кап-де-Фер [172]. В основании разреза обычно залегают горизонты конгломератов (до 5–8 м мощности), выше которых располагается пачка тонкопереслаивающихся песчаных мергелей и песчаников (200–500 м), микрофауна которой указывает на позднебурдигальский возраст или даже на границу бурдигала и лангия. В районе Кап-де-Фер в верхней половине

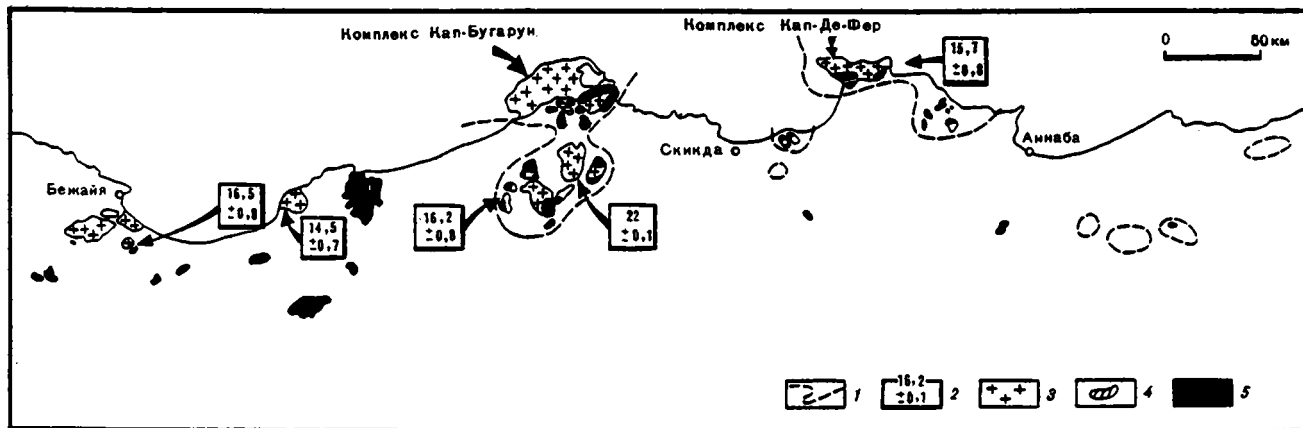


Рис. 35. Размещение прибрежных бурдигальско-лангийских толщ и магматических пород в Восточном Алжире и Западном Тунисе [242]
 1 — граница магматических аномалий, связанных с изверженными породами; 2 — абсолютный возраст, млн лет; 3, 4 — магматические и вулканогенно-осадочные (3) и ультраосновные (4) породы; 5 — отложения позднего бурдигала и морского лангия

этой пачки содержатся прослои кислых туфов и отдельные эффузивные покровы андезитов мощностью в несколько метров. Микрофауна в этой части разреза принадлежит уже раннему лангию [242].

Особый интерес представляют собой приуроченные к средней части толщи горизонты олистостром, состоящие в основном из крупных олистоцитов и олистоплак протяженностью более 100 м при мощности 7–10 м, сложенные меловыми песчаниками, микробрекчиями и алевролитами и впервые установленные Ж. Илли [172]. Знаменательными также являются находки обломков глыб нумидийских песчаников в районе Эль-Милия среди бурдигальских осадочных толщ. Тектоническое значение этих олистостром, видимо, может быть аналогично значению более ранних олистостром кабилльского олигомиоцена.

Ассоциирующие с морским вулканогенно-осадочным бурдигалом субвулканические магматические тела занимают достаточно большие площади, особенно на побережье в районе Кап-де-Фер, Кап Бугарун, Ковалло, Уэд Амизур, и в глубине территории в одном месте – южнее Кап Бугаруна в районе Эль-Милия. Они представлены известково-щелочными гранитоидами субвулканических фаций – микрогранитами и микрогранодиоритами, монцонитовыми микрогранитами, реже, микрокристаллическими кварцевыми диоритами и даже габбро. Эти породы встречаются также в виде жильной фации и обычно рвут и метаморфизуют осадочные и вулканогенно-осадочные породы бурдигала–лангия. В настоящее время существует несколько определений абсолютного возраста этих пород и собственно вулканитов К-Аг методом, дающих хорошую сходимость как между собой, так и с результатами палеонтологического определения возраста прорываемых ими осадочных толщ. Значения абсолютного возраста колеблются от 16,5 до 14,5 млн лет. Лишь одно значение дает более ранний возраст (22 млн лет, ранний аквитан), что, возможно, указывает на более сложное строение этих массивов.

Так или иначе как вулканиты, так и субвулканические интрузивные тела, принадлежащие известково-щелочному ряду и характеризующиеся несколько повышенной щелочностью, более всего отвечают условиям вулканической дуги андийского типа [200], хотя более детальные петролого-геохимические исследования для уверенного суждения об этом не представляются лишними.

Осадочный комплекс конца бурдигала – тортона на востоке Алжира формирует небольшие по площади выходы. В основании разреза обычны конгломераты, сменяемые вверх по разрезу песчаниками и еще выше – песчанистыми мергелями и мергелями. Иногда разрез венчается мощной пачкой конгломератов с отдельными прослоями мергелей. Общая мощность морского осадочного миоцена может превышать 1500 м. Датировка этой мощной толщи несмотря на бедность микрофауны достаточно уверенная – от конца бурдигала до середины тортона (датированы также лангий, серравалий). Наиболее интересным представляется тектоническое положение этих образований. На востоке они, с одной стороны, несогласно перекрывают отложения Телльских покровов с лежащими опрокинутыми на юг складками, а с другой – сами бывают тектониче-

ски перекрыты чешуями Телльских же покровов, либо содержат клиппы меловых и палеогеновых пород телльских фаций. На западе, в горах Одны, где морской миоцен занимает большие площади, клиппы и чешуи Телльских покровов появляются в массовом количестве в миоценовой толще на уровне среднего тортона, что хорошо коррелируется с временем становления телльских покровов в Центральном Алжире [250].

Неоавтохтонные континентальный миоцен-плиоцен, морской плиоцен, континентальный и морской квартал. Отложения, начиная с континентального позднего миоцена – плиоцена и более молодые, не несут никаких следов тангенциальных тектонических движений. Однако из этого не следует, что эти отложения, описания которых мы опускаем из-за малой информативности этих сведений для рассматриваемых проблем, не испытывали тектонических воздействий иного рода. Миоцен-плиоценовые континентальные, а также плиоценовые морские отложения, в целом залегающие почти горизонтально, все же местами формируют слабо выраженные складчатые структуры северо-восточного простирания и осложнены сериями сбросовых нарушений. Даже четвертичные осадки испытали влияние сбросов, имеющих, правда, иное, нежели плиоценовое, направление. К этим сбросам приурочены современные термальные источники либо следы их деятельности в виде участков развития четвертичных травертинов.

* * *

Приведем общие тектонические выводы, которые, как представляется, определяют "лицо" складчатых цепей Магрибид и Бетских Кордильер.

1. В структурном отношении является неоспоримым, что Магрибские цепи и Бетские Кордильеры, обрамляющие морские впадины Западного Средиземноморья, представляют собой системы складчато-покровных сооружений с центробежным по отношению ко впадинам расположением тектонических покровов. Отдельные случаи обратного перемещения флишевых покровов (в направлении современных впадин) связаны с гравитационным оползанием и по размаху перемещений несоизмеримы с центробежными движениями.

2. Структурное положение покровов в пакетах от низких к верхним соответствует их первичному палеогеографическому размещению от наиболее южных к более северным на Африканском борту и от более северных к более южным – на Европейском, что подтверждается анализом слагающих их разновозрастных формаций. Это обстоятельство позволяет с уверенностью проводить палеотектонические построения.

3. Вещественные комплексы мезозоя–кайнозоя, слагающие как автохтонные, так и аллохтонные структуры обрамления Западного Средиземноморья, представлены практически только осадочными формациями. Исключения в виде незначительных по площади миоценовых прибрежных вулканитов и субвулканических интрузивных тел и отдельных плиоцен-четвертичных проявлений нисколько не меняют картины, характерной для всего мезозоя и палеогена.

4. Время проявления первого максимума тангенциальных тектониче-

ских движений не идентично на востоке и западе Магрибид. Так, первая фаза на востоке наиболее ярко проявилась в приабоне, а на западе – в раннем бурдигале. Вторая, завершающая фаза образования тектонических покровов, напротив, возможно, практически одновременно проявилась как на востоке, так и на западе Магрибских цепей.

5. Формирование аллохтонов альпийской зоны Северной Африки и Бетских Кордильер, так же как крупные срывы в параавтохтонных и автохтонных комплексах, облегчалось широчайшим развитием в основании осадочных разрезов пластичных толщ гипсоносного триаса, которые в настоящее время представляют собой типичный эвапоритовый меланж.

Сицилийско-Калабрийский район является достаточно отчетливым продолжением структур Магрибид [119]. Так же как и в Магрибидах, на Сицилии различаются комплексы внутренней и внешней "зон", состоящие из многих тектонических покровов. Комплексы внешних покровов шарьированы на слабо деформированные мезозойские отложения форланда, именуемого "платформой Рагуза" и сопоставляемой с форландом Аппенин.

Пелоританские, или Внутренние, комплексы выходят на северо-востоке Сицилии и за Мессинским проливом продолжают в Калабрийском массиве. В их состав входят метаморфические образования палеозоя с прорывающими их герцинскими гранитоидами и мезозойско-палеогеновые весьма фациально разнообразные осадочные серии. Они хорошо отражают относительно стабильное развитие зоны на протяжении мезозоя и раннего палеогена, что сближает их с осадочными сериями Сардинии. Олигоцен-миоценовые слюдястые песчаники залегают несогласно на этих отложениях, однако весь этот комплекс шарьирован на флишевый.

Среди флишевых комплексов, занимающих структурно и палеогеографически промежуточное положение между внутренней и внешней "зонами", выделяются две группы. Они соответствуют, видимо, проксимальным и дистальным фациям, что отражается в литологическом составе отложений. В целом образование флишевых толщ началось в поздней юре или в самом начале раннего мела и затем практически непрерывно продолжалось до среднего миоцена, хотя слабые несогласия в них отмечаются в сеномане, маастрихте–палеоцене и среднем эоцене. В современной структуре флишевые комплексы тектонически перекрывают осадочные комплексы внешней "зоны".

Комплексы внешней "зоны", формирующие, так же как и флишевые, крупные покровы южной вергентности, характеризуют различные палеогеографические условия бассейна, располагавшегося на северных склонах Рагузского континентального блока. С юга на север, т.е. от внутренней области в сторону Рагузского блока и структурно сверху вниз, обычно различают четыре крупные единицы.

Комплекс Панормид характеризуется преимущественно мелководными часто рифогенными карбонатными отложениями от позднего триаса до раннего миоцена. Считается, что за счет его размыва биогенно-карбонатный материал поступал на юг, участвуя в образовании отложений комплекса Склафани. Последний сложен породами, формировавшимися

от триаса до миоцена в пелагических условиях, с чем связано обилие в нем кремнистых пород с примесью карбонатного материала, поступавшего из зоны Панормид. В конце олигоцена начинается перемещение покрова Панормид и части флишевых покровов, тектонически перекрывших отложения комплекса Склафани, а затем в сохранившемся бассейне происходит накопление песчаных серий внешнего нумидия. В среднем-позднем миоцене весь этот ансамбль был перемещен к югу.

Далее к югу выделяется комплекс Сикани [119], отложения которого накапливались с перми по миоцен в условиях подвижного северного склона Рагузской платформы, в результате чего обстановка осадконакопления менялась там от неритовой до пелагической. Примерно сходными условиями формирования отличался и комплекс Счиякка, располагающийся южнее и структурно ниже комплекса Сикани. Тектонические покровы комплекса Счиякка шарьированы на плиоценовые отложения неоген-четвертичного бассейна Кальтаниссетта. Последний рассматривается как передовой прогиб между платформой Рагуза и покровно-складчатой зоной северной Сицилии. В неоген-четвертичное время он характеризовался оригинальной формой заполнения, получившей название "тектоноседиментационного продвижения" [119]. При подобной форме выполнения в разрезе на склоне бассейна происходит последовательное чередование пачек нормальных осадочных пород с аллохтонными преимущественно олистостромовыми пакетами, возникавшими за счет импульсивно перемещавшихся с севера покровов.

Основные тектонические движения, приведшие к формированию покровно-складчатой структуры Сицилии, начались в олигоцене и продолжались в миоцене и, особо акцентировавшись в среднем-позднем плиоцене, охватили также раннечетвертичное время. Образование наложенной на складчатые структуры Сицилийско-Липарской вулканической дуги относится к плиоцен-четвертичному времени и связано с иными процессами – поддвигом океанической литосферы с востока.

Прованс и Корсикано-Сардинский блок замыкают систему Западно-Средиземноморских малых океанических бассейнов. Однако строение этих районов весьма существенно отличается от строения Сицилийско-Калабрийского, Магрибского и Бетского районов.

Кратко рассмотрим только строение классической области Нижнего Прованса, располагающейся к югу от южных Субальпийских цепей вплоть до Средиземного моря. В целом структура этой области определяется присутствием на юго-востоке поднятого каледоно-герцинского цоколя и на остальной части – сорванного и перемещенного к северу мезозойско-третичного осадочного чехла. Считается, что сокращение первичной площади распространения этого чехла составляет около 50% [140].

Каледонско-герцинское основание, обнажающееся в массивах Мор и Таннерон, образует в основном кристаллические породы барроуских фаций метаморфизма. Отдельные участки сложены эпиметаморфическими породами (филлиты, фтаниты, метавулканиты, метаконгломераты), среди которых в филлитах найдены граптолиты готландия.

В небольших субмеридиональных грабенах, рассекающих эти массивы,

сохранились каменноугольные песчаники и конгломераты с остатками растений и редкими угольными пластами. Пермские красноцветные аргиллиты, песчаники, конгломераты, известняки с отдельными прослоями игнимбритов имеют более широкое распространение, окружая с севера и северо-запада массив Мор, и местами достигают мощности 1000 м.

Отложения нижнего мезозоя обычно рассматриваются отдельно от разреза собственно Прованского мезозойско-третичного чехла. Триасовые отложения играют исключительно большую роль в последующих структурных преобразованиях. Они представлены в типичных германских фациях с континентальными обломочными отложениями в раннем триасе и мелководно-морскими и лагунными в среднем и позднем. Среди отложений мушелькалька (среднего триаса) особое значение имеют мергелистые горизонты низов разреза и мергели, доломиты, ангидриты и гипсы средней части, которые вместе с гипсоносными отложениями кейпера составляют три основных горизонта, по которым происходил срыв более молодых отложений, относимых к собственно прованскому чехлу. Последние представлены морскими (от неритовых до пелагических) карбонатно-мергелистыми отложениями юры (всех трех отделов), морскими сокращенными с отдельными перерывами разрезами и более полными морскими же разрезами мела вплоть до турона, после которого обстановка осадконакопления становится весьма разнообразной — от озерно-континентальной до лагунной и морской. Считается, что в маастрихте произошли существенные тектонические движения, определившие общий рисунок асимметричных складчатых структур, который значительно усложнился в палеогене и неогене.

Палеогеновые отложения развиты преимущественно на западе Прованса, ибо на востоке сохранилась поднятая эродированная область, прилегающая к субальпийским цепям. На западе речные и озерные отложения палеоцена и эоцена хорошо датированы и позволяют говорить об интенсивных тектонических движениях в конце эоцена и начале олигоцена. Этим движениям, направленность которых на север подтверждается интенсивным опрокидыванием складок, надвигам и срывам всего чехла со своего субстрата способствовал общий к северу наклон поверхности каледоно-герцинского основания [140], возможно отвечающий начальной стадии рифтообразования Прованско-Сардинского блока. В олигоцене на фоне местных процессов накопления озерно-речного обломочного материала продолжают существовать тангенциальные движения, отраженные в формировании олистостромовых толщ и осадочных меланжей, а также в многочисленности фиксируемых внутри олигоценового разреза несогласий. Среди незначительных по площади морских и континентальных отложений миоцена следует указать на единичные, но весьма знаменательные находки вулканитов базальтового состава, содержащих включения перидотитов и гранатовых эклогитов, что может свидетельствовать об участии в процессе продуктов мантийного происхождения.

Большую часть территории о-ва Сардиния, в особенности его восточную половину и юго-запад острова, слагают сильно дислоцированные

палеозойские метаморфические толщи, прорванные герцинскими гранитоидами. Эти образования имеют достаточно большое сходство со складчатым основанием Прованса [130]. Герцинское складчатое основание несогласно перекрыто относительно слабо деформированным и маломощным пермским вулканогенно-осадочным чехлом, который, в свою очередь, с размывом перекрывается триасовыми карбонатно-эвапоритовыми германотипными отложениями на северо-западе острова, а на востоке, где они отсутствуют, — известняками доггера. Карбонатный характер разреза на востоке сохраняется вплоть до конца позднего мела, хотя меловые отложения могут часто выклиниваться. Преимущественно обломочные отложения эоцена, эоцена—олигоцена и олигоцена — раннего миоцена распространены спорадически; они не приурочены к определенным крупным структурам. В противовес этому, положение олигоцен-миоценовых известково-щелочных вулканитов, миоценовых отложений и плиоцен-четвертичных вулканитов определяется субмеридионально ориентированными грабенами Кампидано на юге и Сассари на севере, которые иногда объединяются в единую структуру — Центральный грабен Сардинии.

Альпийская структура Сардинии определяется, во-первых, вероятно, позднэоценовой фазой сжатия, приведшей к созданию на западе острова дисгармоничной благодаря срывам по триасовым горизонтам структуры мезозойско-палеогеновых отложений, а на востоке, где способствующие срыву эвапоритовые пачки отсутствуют, — к штамповым структурам, диктуемым взбросами складчатого основания. При этом интенсивность взбросов увеличивается к востоку так, что местами породы фундамента тектонически перекрывают мезозойский чехол. Вслед за этой фазой проявляются движения, связанные с растяжением (олигоцен), которые отражены в формировании грабенов Кампидано и Сассари, а также прибрежных структур острова [130].

Остров Корсика, располагающийся в 200 км к юго-востоку от берегов Прованса и разделяющий Лигурийское и Тюрренское моря, по своему геологическому строению делится на две части — западную и восточную. Западная Корсика, сложенная преимущественно герцинскими гранитоидами и метаморфитами, имеет сходство с кристаллическими массивами Прованса, с одной стороны, и протягивается на юг в Восточную Сардинию, с другой. Восточная Корсика является, по сути дела, южным продолжением внутренней зоны Западных Альп.

В Западной Корсике, кроме занимающих большую часть площади пород гранитоидного батолита, на отдельных участках известны вероятно вмещающие его породы, представленные орто- и парагнейсами, амфиболитами, слюдяными сланцами и филлитами, предположительно относящимися к докембрию, а также в той или иной мере датированные эпиметаморфические аркозы, филлиты, слюдистые кварциты, конгломераты ордовика, известняки девона и граувакки и конгломераты нижнего карбона. Ни одна из этих толщ не содержит галек гранитоидов. Обломочные толщи среднего—верхнего карбона, несогласно перекрывающие нижнекарбонные, уже содержат гальку этих гранитоидов.

Среди гранитоидов (абсолютный возраст 330–300 млн лет, что совпадает с геологическими данными) выделяются известково-щелочная и более молодая субщелочная ассоциации [208]. С ними комагматически связаны соответствующие вулканические ассоциации позднего карбона, слагающие незначительные площади. Отложения мезозойского осадочного чехла на палеозойских и более древних породах в западной Корсике не известны.

В Восточной Корсике ее северо-восточная треть сложена преимущественно юрско-меловым комплексом так называемых "блестящих сланцев" и тесно ассоциирующих с ними офиолитов. Эти комплексы рассматриваются как аллохтонные. Вдоль границы между аллохтонными комплексами и породами кристаллического основания Корсики протягивается полоса автохтонных и параавтохтонных мезозойских осадочных отложений, формировавшихся в пределах северного борта морского бассейна Тетиса. Комплекс блестящих сланцев был подвергнут метаморфизму в условиях высокого давления – низкой температуры (глаукофан-лавсонит-жадеитовая фация) и воздействия тектонических фаз, отраженных в развитии нескольких систем сланцеватости.

Среди тесно связанных с офиолитовым комплексом "блестящих сланцев" в различных районах Восточной Корсики местами выходят чешуи пород несомненно континентальной природы – это могут быть гнейсы и граниты складчатого основания, аналогичные западнокорсиканским, или аркозовые песчаники и конгломераты среди известковистых сланцев, сопоставляемых с Пьемонтской зоной Западных Альп. Эти породы подверглись метаморфизму в эклогитовой или голубосланцевой фациях, так же как и породы офиолитовой ассоциации, в связи с чем делается вывод об их совместном вовлечении в зону субдукции [189]. Возраст тектонометаморфических процессов, с которыми связаны как совмещение океанических и континентальных комплексов, так и их метаморфизм, можно считать постбартонским.

Поскольку Восточная Корсика, так же как и область Западных Альп, выходит за пределы рассматриваемого региона, мы не будем рассматривать ее строение более подробно, а лишь в заключение обратимся к краткому изложению одного из вариантов ее тектонической эволюции в мезозое–кайнозое.

В триасе и юре продолжается и интенсифицируется процесс растяжения, начавшийся еще в перми, и, во всяком случае, с позднего лейаса или мальма к востоку от Корсики существует пространство с океанической корой. Считается, что корсиканская континентальная окраина, погружавшаяся к океанической впадине Тетиса, была значительно менее широкой, нежели аналогичная область в Западных Альпах [140]. В конце среднего мела (сеноман–турон?) начинается закрытие Тетиса в Центральном Средиземноморье, что привело к тектоническому совмещению пост-офиолитовых тетических серий с эпиконтинентальными южноевропейскими, не сопровождавшимся ни метаморфизмом, ни развитием сланцеватости, которые проявляются значительно позже во всем комплексе "блестящих сланцев". После среднего эоцена на юге начинается флише-

вое осадконакопление, запечатывающее тектонические покровы "блестящих сланцев", на севере продолжают перемещения тектонических покровов, а также метаморфизм в эклогитовой и голубосланцевой фациях. На конец олигоцена – начало миоцена приходятся тектонические движения сжатия, вызвавшие на западе Корсики формирование складок, надвигов и сдвигов, что соответствует отрыву Корсикано-Сардинского блока от Европы и его перемещению в юго-восточном направлении [247, 208].

АКВАТОРИИ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Западная часть Средиземного моря ограничена на западе Гибралтарской дугой, а на востоке замыкается меридионально расположенным блоком Корсики и Сардинии. В пределах этой части обычно выделяют четыре самостоятельных бассейна: Лигурийский, располагающийся между Провансом и Корсикой, Сардо-Балеарский – между Балеарскими островами и Сардинией, Северо-Алжирский – между Балеарским шельфом, Испанией и Алжиром и Альборанский – между побережьем Испании и Марокко [218]. За исключением Альборанского бассейна, остальные представляют собой наиболее глубоководные части Западного Средиземноморья и по последним достаточно точным сейсмическим данным подстилаются корой океанического типа [190, 218]. Возраст океанической коры в Лигурийской впадине, определенный по магнитным аномалиям, раннемиоценовый (21–18 млн лет), что, как будто, подтверждается абсолютным возрастом тристанита из центрального поднятия в глубоководной части Лигурийской впадины ($18 \pm 0,5$ млн лет), отвечающим последней стадии наращивания океанической коры [105], а также палеомагнитными данными, свидетельствующими о повороте блока Корсики и Сардинии против часовой стрелки на 30° между 21 и 19 млн лет. Осадочная колонна, перекрывающая кристаллические породы коры, известная по данным сейсмоки, глубоководного бурения, драгирования, имеет довольно большую мощность – порядка 7 км. Она обычно подразделяется на три основные части: нижнюю, о которой можно судить только по данным сейсмоки, – мергелистую и, возможно, обломочную, относимую к нижнему и среднему миоцену; среднюю эвапоритовую мессинского возраста, в некоторых местах вскрытую, но не пересеченную бурением; верхнюю, в основном мергелистую с турбидитами, сформированную в плиоцен-четвертичное время.

Альборанская впадина характеризуется существенно меньшими глубинами (не превосходящими 2000 м) и подстилается утоненной континентальной корой общей мощностью 20 км [245]. Судя по сейсмическим съемкам и результатам глубоководного бурения, выше акустического фундамента располагается мощная толща турбидитов, верхняя часть которой вскрыта бурением.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

При рассмотрении мезозойско-кайнозойской истории Западного Средиземноморья в качестве палинспастической основы взята наиболее полная и современная работа, выполненная по советско-французскому проекту "Тетис", руководимому Кс. Ле Пишоном и А.С. Монинным (1984 г.) [144, 26]. На эту основу внесены лишь некоторые изменения в интерпретационной и фактической частях, которые были необходимы для приведения в соответствие имеющихся геологических материалов, не соответствующих изображенным на реконструкции или недостаточно полно отраженным на них.

Следует сказать, что опубликованные реконструкции наследуют и уточняют целую цепь исследований, посвященных Западнему Средиземноморью [145]. Основным объединяющим их моментом было признание того, что внутренние массивы (зоны) Бетских Кордильер, Магрибской области, Сицилии, Калабрии представляют собой чужеродные блоки, палеотектоническое положение которых соответствует единой континентальной массе, существовавшей как часть юга Европы. Подчеркнем исключительную важность этого момента, поскольку именно он является ключевым для интерпретации всей последующей истории Западного Средиземноморья.

Возвращаясь к начальным этапам развития региона, укажем, что авторы опубликованных реконструкций [26] считают, что наиболее полное совмещение материков вокруг Атлантики происходило в лейасе (190 млн лет), что относительно хорошо согласуется с палеомагнитными данными. Анализ серии проведенных реконструкций показывает, что в течение юры и раннего мела в Западном Тетисе Африканский континент двигался на восток-юго-восток вдоль границы с Евразией, в связи с чем создавались условия для растяжения в север-северо-западном—юг-юго-восточном направлении. В позднем мелу эти относительные движения изменились и стали обратными, приводя к деформации и складчатости в Альпийском поясе Европы, однако скорость сближения была низкой, не превышая 1,5 см/год.

Вначале (190–180 млн лет) эти сдвиговые перемещения были приурочены к двум зонам, одна из которых протягивалась через Тунисский, Сахарский и Высокий Атласы, а другая совпадала с предполагаемой осью Магрибского бассейна того времени. Растяжение в результате сдвигов благоприятствовало накоплению повышенных мощностей отложений, что хорошо документируется сравнением мощностей отложений в пределах Сахарского Атласа, Высоких плато Алжира и Телля. (На Высоких плато, входящих в эту же область морского осадконакопления, мощности отложений существенно меньше.) Вероятно, растяжение привело к утонению континентальной коры, свидетельством чему является появление значительного количества диабазовых даек в триасовых и юрских отложениях Атласов и Телля. К северу от этих бассейнов располагались поднятые

блоки Иберии и Альборанского массива, который включал "внутренние" массивы Бетид, Магрибид, а также Пелоританский массив Сицилии и кристаллические массивы Калабрии. Этот блок располагался несколько юго-западнее южной части Европы, включавшей придвинутые к ней массивы Сардинии и Корсики. Эта поднятая область соединялась на востоке с Бриансонской "платформой" Западных Альп. Лишь по краям этого блока, омываемого морем [150], формировались известково-доломитовые толщи лейаса и доггера, известные в виде отдельных останцов и более протяженных образований в комплексах Дорсала Рифа и Кабилии.

Подобная обстановка продолжала сохраняться и усиливаться в конце средней и в поздней юре (рис. 36). Она сопровождалась, видимо, дальнейшим растяжением уже утоненной континентальной коры Магрибского бассейна и, соответственно, его углублением, которое постепенно происходило с востока. Так, позднеюрские глинистые фации с радиоляриями характерны для Телльской зоны Туниса и Восточного Алжира, а далее на запад они сменяются пелагическими мергелями и известняками. Возможно, что дно восточной части бассейна находилось уже ниже уровня карбонатной компенсации. На западе же, на Оранских плато, отмечаются крупные дельтовые выносы из области Высокого Атласа, терригенный материал которых разносится к северу и северо-западу, отлагаясь в менее глубоководной части Магрибского бассейна [242, 250]. Погружение южных склонов Альборанского массива было более резким, и отложения с бата по оксфорд характеризуются конденсированным типом разрезов. Это общее погружение Магрибского бассейна с более резким опусканием северного его борта на длительное время определило его асимметричное строение с пологим южным и крутым северным бортами.

Продолжавшееся движение Африки к юго-востоку создает в результате растяжения к концу юры – началу раннего мела узкий протяженный бассейн с корой океанического типа. Прямых доказательств этого пока не так много, одним из основных является находка океанических базальтов в основании флишевого разреза в Сенду-Табеллу (Алжир). Косвенные данные свидетельствуют лишь о глубоководности бассейна – это наличие типичных радиоляритов в титоне, конденсированные характеры разреза поздней юры и раннего мела во многих районах Магрибского бассейна. Собственно с титона начинается также накопление типичного флиша (моретанский флиш), в составе которого доминирует тонкий песчаный и глинистый материал, и можно предполагать, что областью его накопления служило подножие континентального склона Альборанского блока. Проблема источников сноса для формирования флишевых комплексов неоднократно рассматривалась [180, 114, 108], и здесь лишь следует напомнить, что для меловых и палеогеновых флишевых комплексов доказывалось существование северного источника сноса, так что это предположение кажется обоснованным. По построениям Ж. Деркура, Л.П. Зоненшайна и других авторов, резюмирующих работы по проекту "Тетис" [144], в это время уже открылся Лигурийский океанический бассейн, дугообразно протягивавшийся от широко открытого Восточного Тетиса в Магрибский бассейн. Ширина раскрытия собственно океанической коры

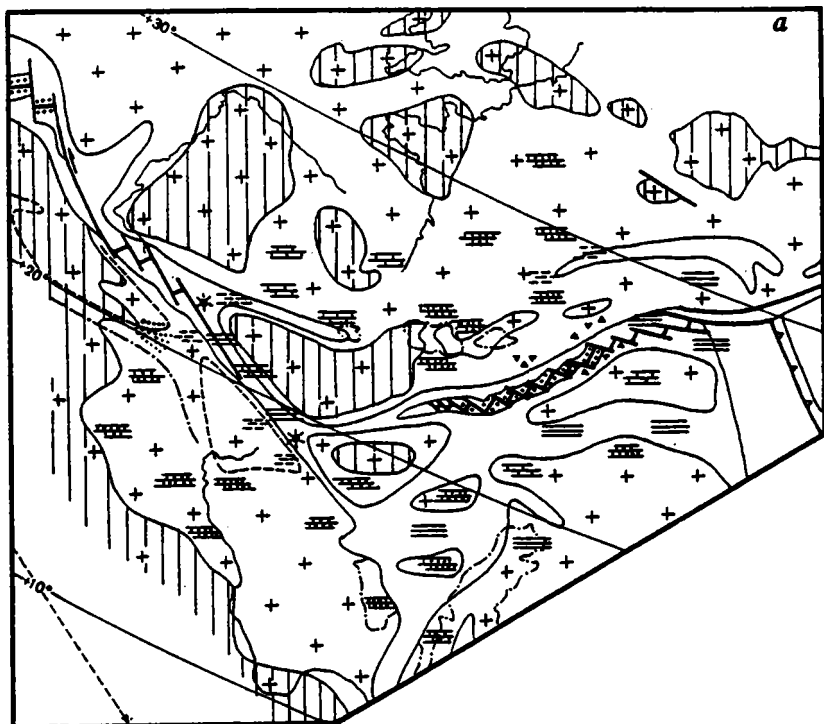
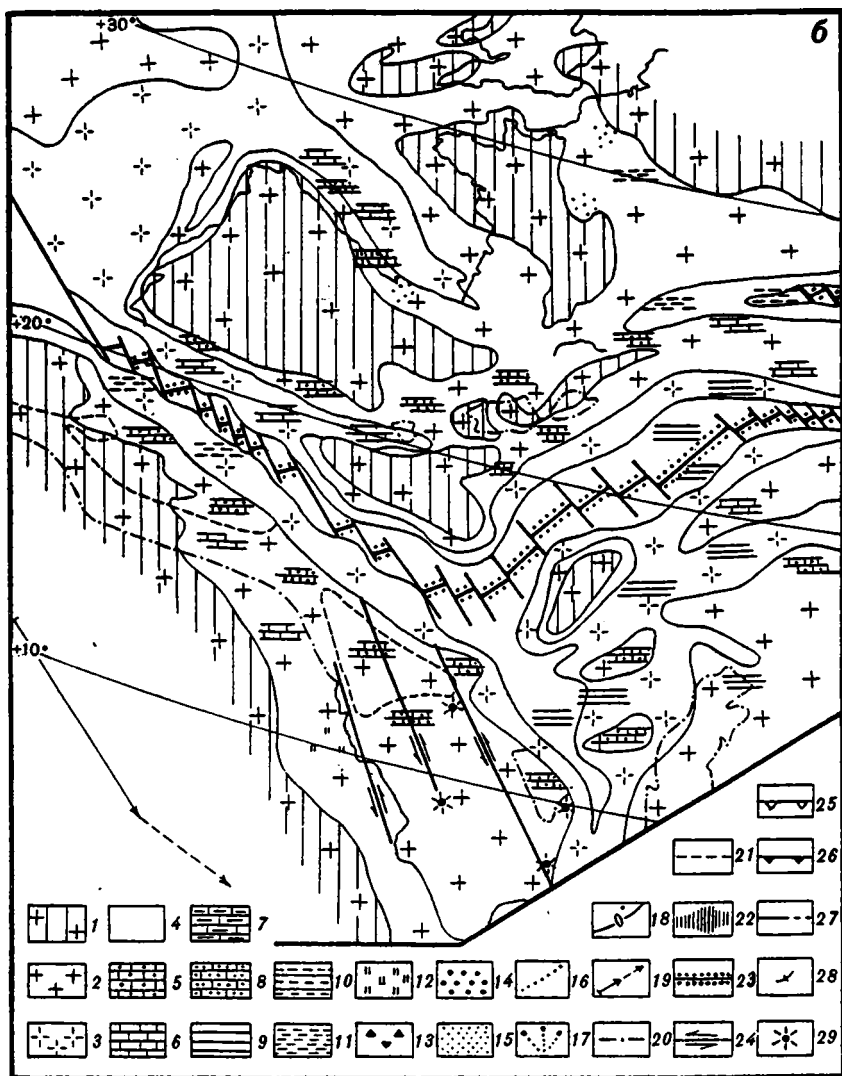


Рис. 36. Реконструкции Западного Средиземноморья на 155 (а) и 130 (б) млн лет [144]
Условные обозначения к рис. 36–39

1, 2 – континентальная кора: 1 – над уровнем моря, 2 – под уровнем моря; 3 – утоненная континентальная кора; 4 – океаническая кора; 5–7 – известняки: 5 – песчаные, 6 – пелагические, 7 – мергелистые; 8 – известковистые песчаники; 9 – алевролиты; 10 – мергели и радиоляриты; 11 – глинистые породы; 12 – эвапориты; 13 – брекчии; 14 – конгломераты; 15 – песчаники; 16 – флиш; 17 – дельтовые отложения; 18 – палеошироты; 19 – вектор перемещения; 20, 21 – границы: 20 – за пределами альпийской области, 21 – блоков; 22 – метаморфизм; 23 – оси спрединга; 24 – трансформные разломы; 25 – океаническая субдукция; 26 – надвиги; 27 – разломы; 28 – складки; 29 – вулканизм

вряд ли превышала 200 км, хотя ширина морского пространства между Африканским и Иберийско-Европейским блоками составляла 600–800 км. Накопление флишевых серий характерного типа Геруш, начавшееся в титоне, продолжалось весь неок, однако следует еще раз напомнить, что мощности этих флишевых серий необычно малы для отложений этого типа. Возможно, это объясняется барьером, в качестве которого выступали комплексы Дорсаля, формировавшиеся на Альборанском шельфе и его склоне. Поступление же терригенного материала к подножию происходило лишь во время прорыва этого барьера мутьевыми потоками.

В пределах северного склона Африканского континента, т.е. в Атлас-



ско-Телльском бассейне, в неоме отмечается явная дифференциация типов осадконакопления на востоке и западе области. В Сахарском Атласе с востока на запад происходит постепенная смена глинистых и песчано-глинистых фаций песчаными. Последние достигают максимального развития на меридиане Уарсенис-Бибан. Севернее, уже собственно в пределах Телля, во всей тунисской и восточноалжирской его частях, неом представлен мергелистыми глубоководными фациями, тогда как к западу от Бабора с его глинисто-мергелистыми фациями они резко сменяются песчаными отложениями, которые протягиваются через Северо-Западный Алжир в Рифскую область. Сейчас достаточно хорошо до-

казано южное (Сахарское) происхождение этого обломочного материала, который, быстро заполняя прогиб Сахарского Атласа, направлялся далее к северу и затем на запад в западную часть Магрибского бассейна.

К концу нижнего мела при сохранившемся относительном перемещении Африки и Евразии произошло значительное сокращение скорости движения [26]. В восточной части Западного Тетиса происходят важные события, связанные с самостоятельным обратным движением Апулии, закрытием Лигурийского океана, столкновением Апулии с бриансонским блоком Южной Европы и формированием пояса Южно-Альпийских покровов [144]. В рассматриваемой же западной части Западного Тетиса практически не происходит существенных изменений в геологической обстановке (рис. 37, см. рис. 36), типы седиментации как на северном склоне Африканского континента – в Сахарском Атласе и Магрибском бассейне, так и на южном борту Альборанского блока в целом остаются такими же, как в неокоме. Это песчано-глинистые, но с обилием карбонатных прослоев (на востоке) и песчаные (на западе) фации в Сахарском Атласе и глубоко-водные мергелистые (на востоке) и песчано-глинистые "флишоидные" (на западе) в Магрибском бассейне.

Закрытие Лигурийского океана, таким образом, никак не повлияло на обстановку в Магрибском бассейне. Однако следует указать, что в одном из локальных районов Телля (Бабор) установлено резкое несогласное залегание отложений позднего альба на практически любых горизонтах более древних отложений. Складчатые структуры в подстилающих образованиях выражены резко – вплоть до изоклинальных широко ориентированных складок, местами опрокинутых на север. Особенность этого явления заключается в том, что нигде больше в пределах Телля и Рифа не обнаруживается ничего отдаленно сходного. Этот феномен тектоники Бабора некоторые исследователи [250] объясняют вращением Иберии против часовой стрелки при раскрытии Бискайского залива. Однако при подобном объяснении следовало бы ожидать проявления складчатости прежде всего в Рифской области, так же как и во всем Западном Телле. Представляется более логичным объяснить это событие локальным столкновением какого-то блока, перемещенного с большой скоростью на юго-восток по сдвигам из зоны растяжения. В этом случае хорошо объясняется частичная северная вергентность складок Бабора.

Начало позднего мела (сеноман–турон) является эпохой очень характерного и сравнительно фациально однообразного осадконакопления во всем Магрибском и Атласом бассейнах (см. рис. 37). На всем протяжении Рифа и Телля от современного побережья Атлантики до восточного побережья Туниса отлагается толща пелагических мергелей с маркирующими горизонтами "фтанитов" или белых окремненных мергелей в основании турона. Вероятно, более обширное и интенсивное опускание, как и ранее, охватило восточную часть Телля, поскольку в смежном к югу бассейне Тунисского Атласа также развиты пелагические мергелистые фации, которые к западу в Сахарском Атласе сменяются карбонатными и мергелистыми породами с гипсами. Последние же господствуют уже на всем протяжении западной части Сахарского и Высокого Атласов.

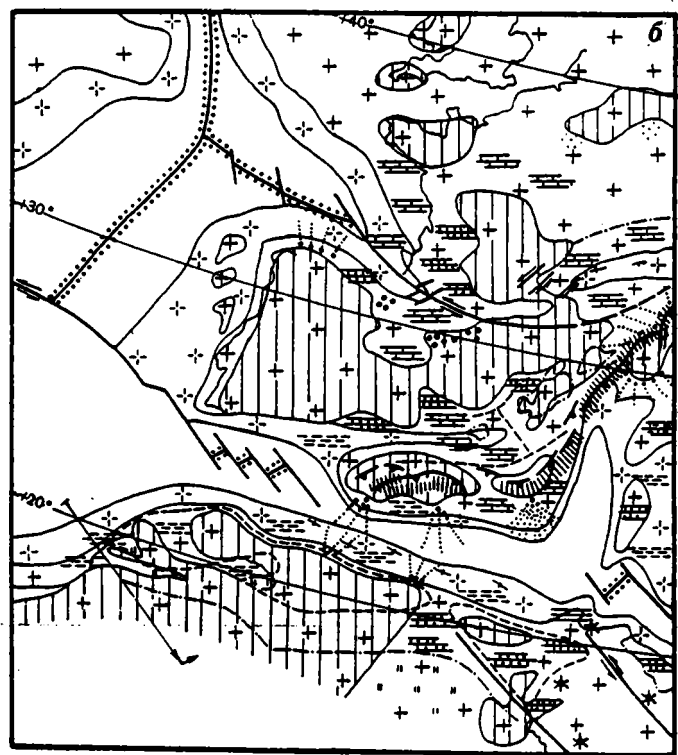
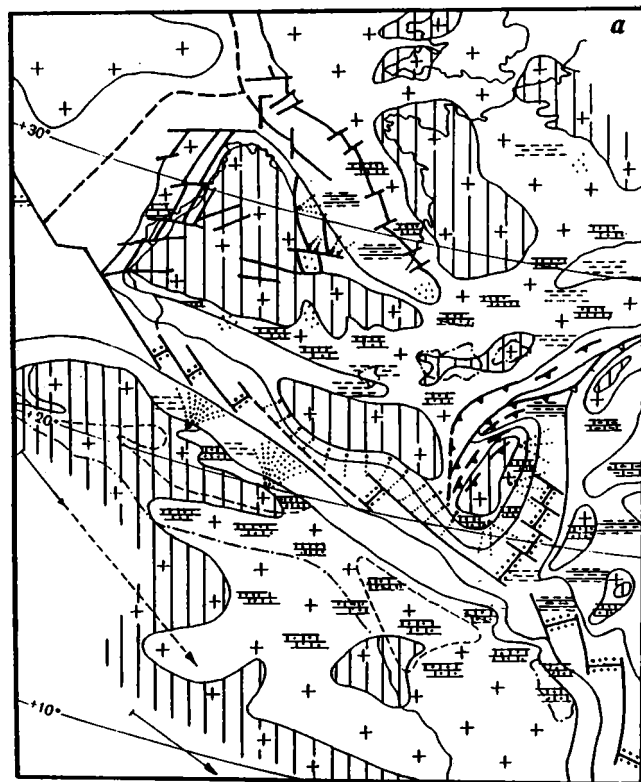


Рис. 37. Реконструкции Западного Средиземноморья на 110 (а) и 80 (б) млн лет [144]
Условные обозначения см. на рис. 36

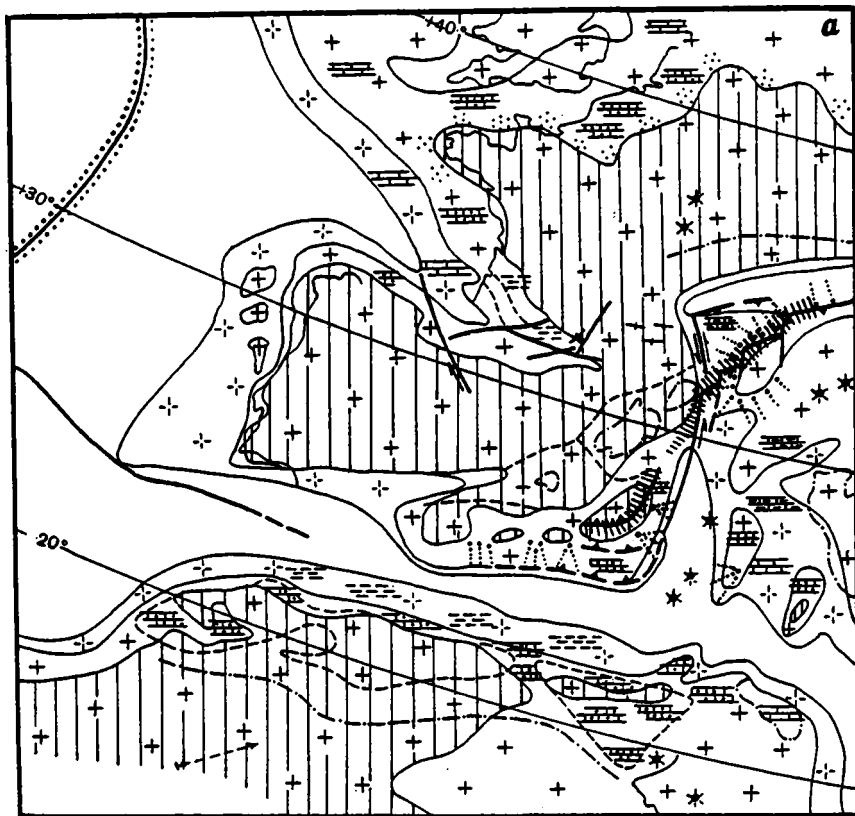
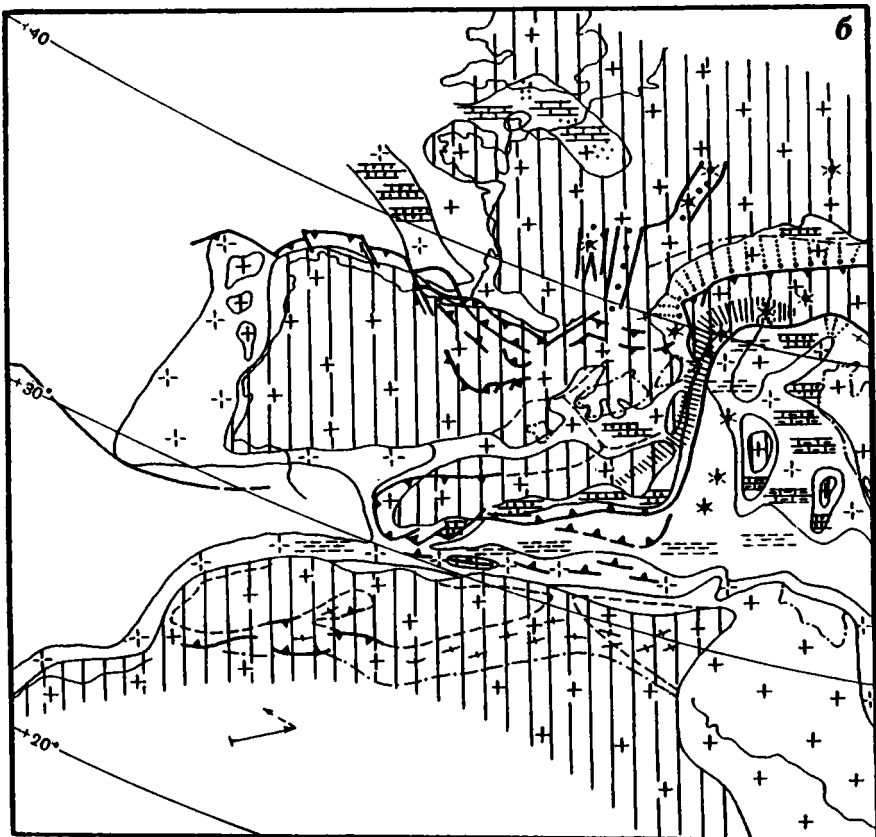


Рис. 38. Реконструкции Западного Средиземноморья на 65 (а) и 35 (б) млн лет [144]
Условные обозначения см. на рис. 36

Значительное погружение бассейна всего Западного Тетиса охватило в сеноман-туроне и область подножия континентального Алборанского блока, где отлагались проксимальные моретанские и дистальные массивские флишевые фации. Мощность флишевых отложений этого возраста оказывается еще меньшей, нежели неокомских или апт-альбских. Исключительно важным репером сеноман-туронского флиша являются ставшие классическими фтаниты и белые силицифицированные полосчатые горизонты, которые, без сомнения, маркируют и подчеркивают единство бассейна Западного Тетиса, в котором отлагались на юге мергелистые, тельские, а на севере – флишевые комплексы.

В конце сенона (80 млн лет) начинается существенная реорганизация движения плит вокруг Тетиса [26]. Прежде всего, Африка и Евразия начинают двигаться на север. Африка движется относительно Европы по левостороннему сдвигу с существенным раздвигом на западе, что, как считают авторы реконструкции [144], находит свое отражение в левобочковом смещении Иберии по Пиренейскому разлому и дальнейшем раскры-



тии Бискайского залива. Однако несколько более широкое раскрытие океанического пространства на западе в целом мало изменяет морфологию Магрибского бассейна (см. рис. 37) и практически не отражается на осадконакоплении его центральных районов и смежных частей северного борта, где продолжается распространение пелагических мергелей. Заметные изменения касаются северного борта, где среди комплексов Дорсалья, так же как и во Флишевых, начинает преобладать карбонатный обломочный материал. При этом степень его грубости интенсивно нарастает вверх по разрезу, достигая максимума в палеоцене, а затем снова несколько снижается (в эоцене).

Таким образом, несмотря на общую смену направления движения плит благодаря сохранению в целом их относительных перемещений друг относительно друга геодинамическая обстановка пассивных окраин вдоль узкого открывшегося в поздней юре океанического бассейна продолжает сохраняться вплоть до позднего палеогена (рис. 38). Но наращивание океанической коры в этом бассейне прекращается к началу палеогена, видимо, вследствие реорганизации движения плит, которые

начинают замедленное встречное движение [26]. С этой же причиной связаны и существенные ларамийские деформации в Пиренеях.

Изменение направления движения Африканской плиты на обратное сменило поле напряжений прежде всего внутри самой плиты – на смену растягивающим усилиям, обусловленным системой сдвигов в зоне Тунисского и Сахарского Атласов, приходят напряжения сжатия, вызванные прекращением сдвиговых движений и обратным движением всей плиты к северу. Все это обусловило проявление позднеэоценовой "инерционной" складчатости в пределах Атласских бассейнов. Однако на севере, в пределах Рифско-Телльской области, "защищенной" жесткими блоками Марокканской и Оранской месет и Высоких Плато Алжира, в позднем эоцене не происходит столь заметных тектонических движений. Вероятно, возникшие при смене движения плиты сжимающие усилия, направленные с юга на север, в значительной степени компенсировались складчатостью в Атласской области.

На северном борту начавшего закрываться Западного Тетиса происходят важные события, отмечавшие продвижение Альборанского блока к югу и юго-западу. Прежде всего, как мы видели, в областях накопления комплексов Дорсалья и Флишевых ясно проступает униформизация, выраженная в повсеместном отложении толщи слюдистых песчаников приабона-олигоцена. Они становятся характерными для разрезов Дорсалья, Моретанского проксимального и Массильского дистального флишевых комплексов, т.е. сближение удаленных палеогеографических областей становится очевидным. Кроме явных седиментологических свидетельств, существуют и тектонические, говорящие о формировании складчатых и разрывных структур в приабоне во флишевых отложениях и в отложениях комплексов Дорсаль. Интересно вспомнить, что нигде западнее меридиана Кабилии не обнаруживается никаких следов покровно-складчатых структур, которые можно было бы отнести к приабону. Таким образом, по-видимому, Кабильский блок представлял собой наиболее выдвинутую к югу часть Альборанского мегаблока. Другим предположением может быть отрыв Кабильского блока и его более быстрое продвижение (затем замедлившееся) в южном направлении, приведшее к деформациям также "инерционного" типа.

К раннему миоцену относится новое существенное изменение взаимодействия плит, окружавших Западный Тетис. Кроме резкого падения скорости их перемещения (с олигоцена они находятся примерно на одних и тех же широтах), происходит изменение направления движения Африканской плиты по отношению к Евразии – вместо встречного, меридионального, оно становится косым, северо-западным [26]. В связи с этим начинается поглощение океанической коры не только Магрибского, но и Южно-Апеннинского бассейна, располагавшегося к востоку от Альборанского мегаблока.

На африканском борту Магрибского бассейна происходит, пожалуй, самая знаменательная смена типов осадконакопления. Геологическая информация, почти без сомнения, свидетельствует о том, что на смену тельско-рифским мергелистым фациям палеогена приходят исключи-

тельно характерные фации нумидийских песчаников аквитана – раннего бурдигала (рис. 39). Однообразие состава и строения нумидийской толщи от Сицилии до Гибралтара должно свидетельствовать либо о протяженности и однообразии источника сноса на всем этом протяжении, либо об одном крупном источнике, материал которого разносился течениями на значительные расстояния. Уже говорилось, что большинство исследователей сейчас приходит к выводу о едином северотунисском источнике обломочного кварца для песчаников нумидия.

В раннем бурдигале происходит ретрошарпирование пакетов Моретанского и Массильского флишевых комплексов, т.е. их перемещение в северном направлении в сторону надвигающихся Кабильских массивов. Возможно, это объясняется приближением склонов глубоководного желоба, сопровождавшего зону поглощения во фронте этих массивов. Поскольку нумидийский покров запечатывает эту олистострому, а верхи его разреза датируются средним бурдигалом, естественно считать, что процесс тектонического перекрытия произошел позже, что и доказывается присутствием многочисленных клиппов в морских осадочных отложениях среднего–позднего миоцена.

Бурдигал был также временем формирования покровно-складчатых структур на западе Магриба и в Бетских Кордильерах [250], что, видимо, было связано с "вклиниванием" далее на запад Альборанского блока, оторванного от оставшихся позади Кабильских массивов. Таким образом, между первыми покровными перекрытиями на востоке (приабон) и на западе (бурдигал) прошло около 20 млн лет.

Еще одним важным событием, начавшемся в конце позднего бурдигала и продолжавшемся до середины позднего лангия, было возникновение вулканической дуги на широтно ориентированных Кабильских массивах. Время ее действия весьма непродолжительно (с 16 по 12 млн лет), однако известково-щелочной характер вулканизма определяет ее связь с зоной поглощения перед Кабильскими массивами. Таким образом, время завершения вулканизма должно быть близким ко времени столкновения Кабильских массивов с северным краем Африки. Это действительно подтверждается широким и повсеместным покровообразованием в лангии и тортоне (около 17 и 11 млн лет [138], см. рис. 39). Судя по тому, что к тортону приурочены также и основные покровы Бетских Кордильер и Рифа, столкновение частей Альборанского блока соответственно с краями Иберии и наиболее западной частью Северной Африки также происходило с лангия по тортон.

Отмеченная временная связь и последовательность этих геологических процессов позволяют привлечь внимание к проблеме времени раскрытия малых океанических бассейнов Западного Средиземноморья. Дело в том что детальные исследования палеомагнетизма Сардинии и Корсики, а также определения абсолютного возраста развитых там кайнозойских вулканитов [207] дали серьезные основания для следующих заключений: 1) Корсикано-Сардинский блок испытал вращение против часовой стрелки на угол порядка 30° за период с 21 по 18 млн лет тому назад, т.е. он был оторван от Южной Европы, что подтверждается

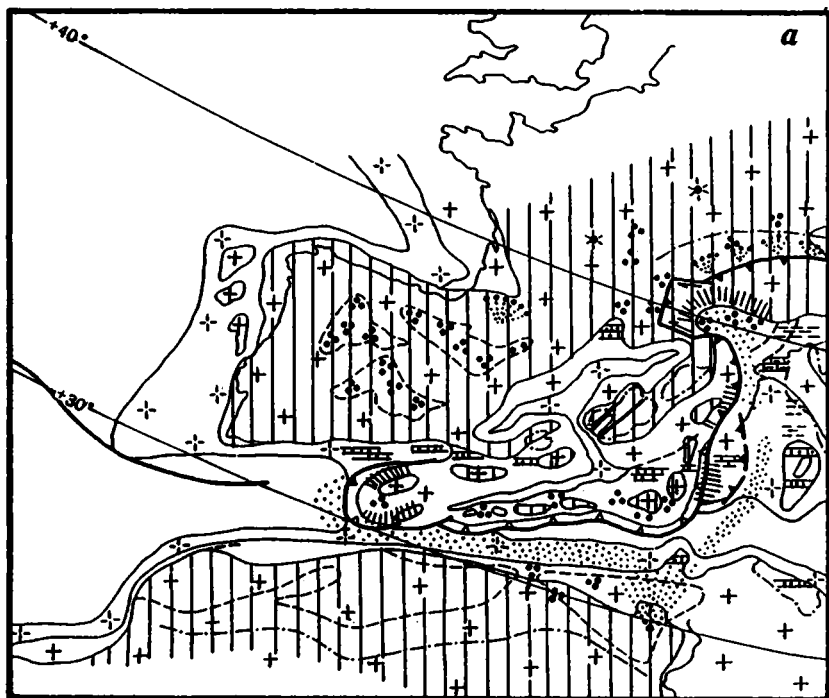
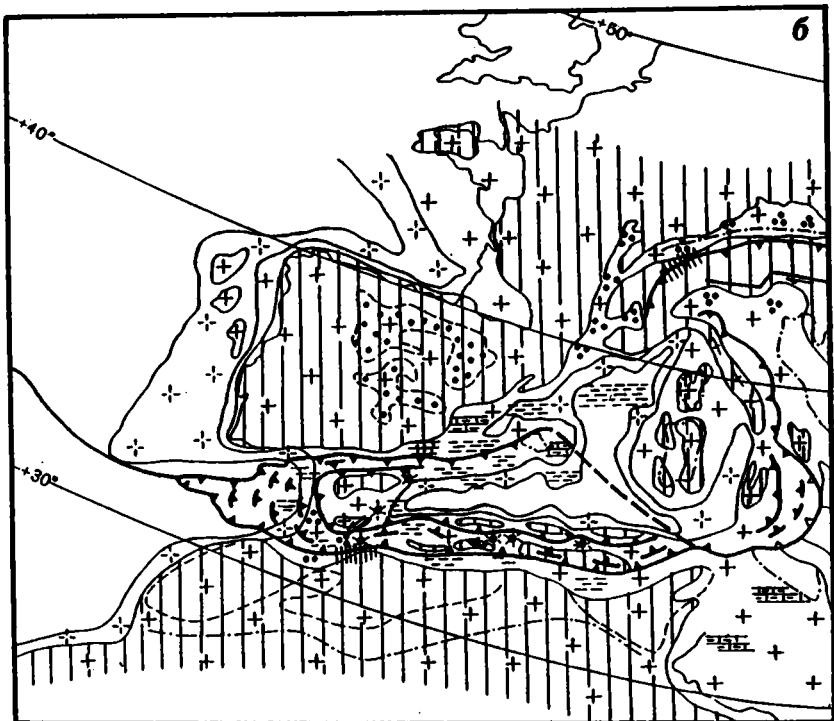


Рис. 39. Реконструкции Западного Средиземноморья на 20 (а) и 10 (б) млн лет [144]
Условные обозначения см. на рис. 36

геологическим сходством обеих областей; 2) абсолютный возраст известково-щелочных вулканитов Сардинии определяется в 24–17 млн лет, что хорошо коррелируется со временем вращения блока.

Эти достаточно хорошо проверенные данные легли в основу сложившегося мнения о том, что раскрытие впадин Западного Средиземноморья приурочено к этому же времени. При этом считается, что одновременно были открыты не только Лигурийская и Балеарская впадины, но и Северо-Алжирская [218, 26]. Такой вывод как будто подтверждается данными по глубинам центральных частей котловин, подстилаемых океанической корой с возрастом 21–18 млн лет [218]. Однако, как мы видели, геологические данные по обрамлению Северо-Алжирской впадины вряд ли согласуются с этим. Так, если конец раскрытия Лигурийской впадины, совпадающего в целом с завершением вулканизма, приурочен к середине бурдигала (18 млн лет), то известково-щелочные вулканиты, комагматичные субвулканы и гипабиссальные плутоны Северной Кабилии были сформированы в лангии (16,5–14,5 млн лет). Учитывая также, что основная фаза покровообразования, отражающая столкновение Кабильских массивов с Африкой, происходит в лангии и раннем тортоне, более логично считать, что формирование Северо-Алжирского бассейна происходило несколько позже, нежели образование Лигурийского и Балеарского.



Несмотря на то что прямых доказательств этого вывода пока нет, все же представляется, что детальный анализ данных по строению складчато-покровных структур обрамления малых океанических бассейнов может дать существенные корректировки к выводам по строению и развитию самих бассейнов.

По данным реконструкции Ж. Деркура и Л.П. Зоненшайна с соавторами [144], после аквитана (20 млн лет) движение Африки относительно Евразии снова стало встречным, субмеридиональным, однако скорость сближения снизилась до 0,9 см/год. Существование Апулийского выступа в центральной части Средиземноморья [96] обусловило приуроченность к его краям зоны максимальных деформаций и завершение создания складчато-покровного сооружения Альп. К западу от Апулийского выступа, т.е. собственно в Западном Средиземноморье, происходило существенное перераспределение напряжений в связи с тем, что в этой области сохранилось определенное "свободное" пространство в виде океанической коры самой западной части Тетиса и Паратетиса [26, 87].

Характеризуя основные, миоценовые, складчато-покровные деформации Магриба и Бетских Кордильер (и особенно те, которые касаются наиболее внешних покровов) следует отметить некоторую разновременность их проявления (диахронизм), на что указывал и У. Уайлди [250]. Так, в Восточном Прерифе время столкновения тектоноседиментационного комплекса, включающего синседиментационные покровы и клиппы

в осадочной толще, относится к сerratavaliu и раннему тортону, о чем свидетельствует трансгрессивное перекрытие комплекса отложениями позднего тортона. Подобная же картина отмечается на севере Бетской зоны в бассейне Гвадалквивира [250] и на крайнем востоке Магрибид, в Тунисе, где возраст шарьяжных перекрытий устанавливается как раннетортонский. В Центральном Алжире тектоноседиментационный комплекс начал формироваться относительно рано – в лангии и этот процесс продолжался до раннего тортона [138]. Представляется, что эта разница в продолжительности и времени формирования покровов "заклучительной" фазы целиком определяется конкретными условиями, созданными в зонах столкновения блоков с краями Африки и Иберии.

Одной из кардинальных проблем строения и истории развития Западного Средиземноморья является проблема Альборанского моря и его складчатого обрамления, составной частью которой является и вопрос происхождения Гибралтарской дуги. Последняя долгие годы привлекала внимание исследователей, и по этому поводу было высказано немало мнений. По вопросам, связанным с Гибралтарской дугой, в 1972 г. был проведен симпозиум с большим количеством докладов, основные из которых были опубликованы в 1973 г. [181].

Материалы этого симпозиума позволяли сделать вывод о действительном существовании Гибралтарской дуги и о ее тектонической природе. Доказательством этого служила неразрывность геологических формаций, проявляющаяся как в метаморфических комплексах внутренних массивов, так и в осадочных толщах, на которые эти массивы были центробежно надвинуты. Одним из следствий этого вывода являлось признание того, что чужеродные внутренние массивы Бетид и Рифид являются частями одного некогда единого Альборанского блока [98]. В настоящее время имеются достаточно убедительные данные о том, что кора современного Альборанского моря имеет сокращенную (20 км) мощность и характеризуется субконтинентальным типом строения [218]. Таким образом, если массивы Бетид и Рифид, аллохтонно располагающиеся на краях Иберии и Африки, представляли собой ранее единый блок, то, видимо, их "родиной" является Альборанское море с утоненной континентальной корой. Учитывая, что в конце позднего палеогена–неогена Африка и Иберия медленно сближалась, сложно объяснить условия формирования современной структуры Альборанского моря и его складчатого обрамления.

В литературе существуют три модели (не считая модификаций) образования Альборанского моря, которые слабо учитывают данные по строению складчатого обрамления. По первой гипотезе причиной образования является аномальный мантийный диапир при статическом положении центра расширения [239, 245, 248]. Второй распространенной моделью служит перенесение из Западной Пацифики модели Д. Карига для окраинных морей, которую для Западного Средиземноморья применили некоторые исследователи [218, 194]. Третья гипотеза, имеющая несколько модификаций, основана на идее асимметричного утолщения и отрыва литосферной мантии во время последнего этапа конвергенции плит

[112, 129]. Асимметричное утолщение литосферы генерирует поток в подстилающей мантии и совмещение процессов сжатия и расширения в соседних регионах.

Обращаясь к структуре складчатого обрамления Альборанского моря, напомним, что строение внутренних массивов Бетид и Рифид является более сложным, нежели находящихся к востоку массивов Кабилий. Основным структурным отличием Бетид и Рифид служит сильная и, видимо, достаточно глубинная расчлененность, в результате которой была сформирована серия тектонических покровов метаморфических образований. Пакеты этих образований и представляют "внутренние массивы", надвинутые на пассивные континентальные окраины. Учитывая это обстоятельство, наиболее логично объяснять формирование указанной структуры следующим образом. В процессе продвижения Альборанского блока на запад, вызванного правосторонним движением Африки [144], в его фронте происходит поглощение океанической коры Атлантики, возможно отмеченное слабым известково-щелочным вулканизмом Рифа и регионально распространенными ранне-среднебуригальскими туффитами и силицитами. Субдукция океанической коры Атлантики, вероятно, инициировала начало процесса задугового раскола Альборанского блока и регионального растяжения в его центральной части с утонением континентальной коры, реализующейся посредством образования листрических сбросов. Затем, вследствие ограниченности "свободного" (океанического) пространства между Африкой и Иберией, а также глобального сближения последних, процессы регионального растяжения в задуговой области и глобального сжатия по периферии оказываются совмещенными во времени и пространстве.

Надо полагать, что континентальные края Бетского и Магрибского бассейнов были утонены, в связи с чем в условиях сближения плит могли создаться обстановки неглубокого их поддвига под "расталкиваемые" продолжающимся задуговым растяжением внешние пластины Альборанского блока. Таким образом, бывшие листрические сбросы могли превратиться в надвиги, ограничивающие эти пластины. Одним из геологических доказательств вероятности подобного процесса является недавнее установление молодого возраста метаморфизма домезозойских толщ Эр-Рифа и Бетид [206], датируемого в 25–20 и 8–7 млн лет. Существование среди метаморфических покровов пластин, сложенных лерцолитами [237], свидетельствует о том, что тектонические перемещения захватывают не только континентальную кору, но и мантию, тем более что указанные лерцолиты массивов Бени-Бушера и Ронда рассматриваются как типичные примеры континентальной мантии [159, 222].

Таким образом, в целом формирование структуры Альборанского моря и его обрамления можно охарактеризовать как процесс неглубокой субдукции утоненной континентальной коры Иберии и Африки под внешние части континентального Альборанского блока, которые, в свою очередь, испытывали расталкивание в результате задугового растяжения (не полностью реализованного задугового спрединга), образовывали пакеты тектонических пластин, надвигавшихся на края континентов с

выжиманием осадочного выполнения северного борта Магрибского и южного борта Бетского бассейнов в сторону внутренних частей континентов. На западе же, где в связи со сближением Иберии и Африки произошло слияние Бетского и Рифского бассейнов, произошло выдавливание этого выполнения на континентальный склон и гравитационное проскальзывание этих покровов в пределы океанического дна Атлантики, что хорошо доказывается сейчас геофизическими данными [218].

Интересно, что анализ современной кинематики плит показывает продолжающееся сближение Африки и Евразии, однако в рассматриваемом районе Западного Средиземноморья невозможно провести границу между ними, поскольку реализация этого сближения происходит по всей обширной полосе складчато-покровных сооружений [218], хотя имеются также соображения о том, что граница плит проходит по Бетской системе правых сдвигов, либо, напротив, по системе сдвигов в Атласской зоне. Существуют также мнения о том, что на уровне верхней мантии граница между Африканской и Европейской плитами представляет собой широкую переходную зону, включающую верхнюю мантию всего Западного Средиземноморья [197].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-БЕРИНГОВОМОРСКОГО РЕГИОНА

Малые океанические бассейны Берингова моря – Алеутская и Командорская глубоководные котловины – ограничены с запада и севера кайнозойскими складчатыми структурами восточного побережья Северной Камчатки и восточного побережья Корякского нагорья. Возможно, что эти и подобные складчатые структуры продолжаютя в пределах обширного шельфа, ограничивающего Алеутскую глубоководную котловину с севера. С юга котловины Берингова моря ограничены современной Алеутско-Командорской островной дугой.

Рассматриваемые районы складчатого обрамления Алеутской и Командорской котловины изучаются уже более 55 лет.

Последние 15 лет геологическое картирование и тематические исследования проводили и проводят сотрудники Камчатского территориального геологического управления, объединения "Аэрогеология", СВКНИИ, ГИН, ИЛ РАН, а также Института физики Земли РАН. В последние годы результаты этих исследований обобщены в ряде сводных работ [52, 53, 19, 18, 51], а также в отдельных статьях.

Интересно, что строение этого исключительно сложно построенного региона изучается и, соответственно, интерпретируется исследователями трех различных школ – фиксистской В.В. Белоусова [54], мобилистской А.В. Пейве и Ю.М. Пушаровского [58, 52, 51] и плитной – сторонниками теории тектоники литосферных плит [18, 19, 66, 73]. Подобная состязательность приносит большую пользу в деле объективного исследования этого сложного и труднодоступного региона.

Глава 1

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Наиболее удачный путь принципиального тектонического районирования сложнейших складчатых сооружений Корьякии и Северной Камчатки, как представляется, разработан в коллективной статье [66]. Он и используется ниже (рис. 40). Основа этого районирования для ранее описанных регионов (Карибского и Западно-Средиземноморского) базируется на главнейших положениях теории тектоники литосферных плит. Она же принята мною за основу и при описании этого региона.

В этом отношении первой наиболее заметной и легко диагностируемой группой структур в рассматриваемом секторе северной окраины Азии являются разновозрастные омолаживающиеся с запада на восток наземные вулканические пояса андийского типа. Эти пояса маркировали в

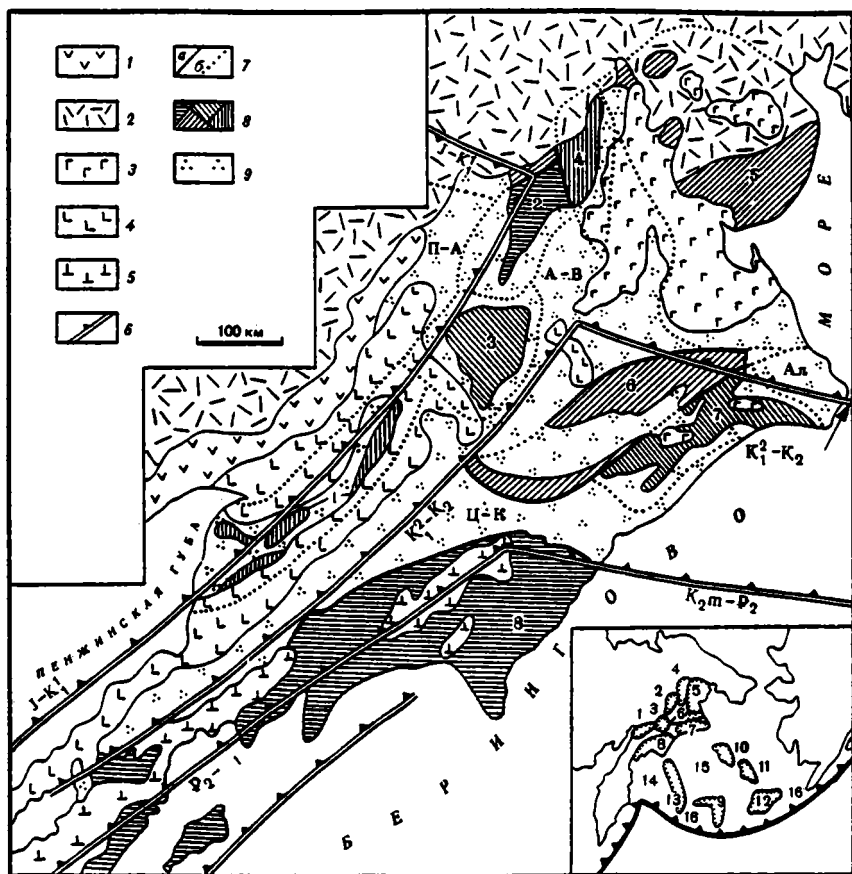


Рис. 40. Принципиальная схема тектонического районирования Анадырско-Корякского региона (по: [66] с дополнениями)

1–5 – окраинно-континентальные вулканические пояса: 1 – Удско-Мургалский позднеюрско-раннемеловой, 2 – Охотско-Чукотский альб-сенонский, 3, 4 – Западно-Камчатско-Корякско-Анадырский палеогеновый, 5 – Апулско-Вывентский плиоцен-раннечетвертичный; 6 – рассчитанные положения выходов н: поверхность сейсмофокальных зон для соответствующих вулканических поясов; 7 – границы чужеродных блоков: а – на поверхности, б – предполагаемые под различными перекрывающими комплексами; 8 – чужеродные блоки; 9 – межблоковые зоны

Цифры на врезке: 1–13 – чужеродные блоки: 1 – Пенжинский, 2 – Усть-Бельский, 3 – Ваежский, 4 – Пекульнейский, 5 – Канчаланский, 6 – Майницкий, 7 – Эконайский, 8 – Олюторский, 9 – Бауэрский, 10 – Наваринский, 11 – Прибыловский, 12 – Умнак, 13 – Ширшова; 14, 15 – глубоководные котловины: 14 – Командорская, 15 – Алеутская; 16 – Алеутская островная дуга

определенные интервалы времени активную окраину континента, т.е. поддвиг океанической плиты под эту окраину. Отчетливо выделяются три таких пояса: средне-позднемеловой Охотско-Чукотский, палеогеновый Западно-Камчатско-Корякский и плиоцен-четвертичный Апукско-Вывенский. Если Охотско-Чукотский пояс как бы ограничивает область распределения двух других выделяемых ниже групп структур, то Западно-Камчатско-Корякский и Апукско-Вывенский резко несогласно наложены на них.

Ко второй группе структурных элементов относятся крупные чужеродные блоки (террейны), слагающие весьма обширные площади неправильной формы. Они характеризуются покровно-чешуйчатым (в одних случаях хаотическим, в других – мозаичным) либо относительно упорядоченным (на юге Корякии) строением. Наиболее характерным для этих элементов является довольно широкий набор структурно-вещественных комплексов, отражающих различные геодинамические обстановки их формирования. За пределами рассматриваемой в данной работе полосы складчатого обрамления Беринговоморских глубоководных впадин выделяются Канчаланский, Пекульнейский, Пенжинский, Усть-Бельский, Ваежский, Майницкий, Эконайский блоки [74, 66], а непосредственно в этой полосе – Олюторский [53, 66].

Структурные элементы третьей группы образуют как бы цементирующую массу, окружающую перечисленные чужеродные блоки. Они сложены терригенно-флишевыми и флишево-олистостромовыми образованиями, смятыми в сложные складки и нарушенными многочисленными разрывами. В современной структуре это протяженные "зоны", возраст толщ которых закономерно омолаживается от позднеюрско-раннемелового до палеоген (?)–миоценового. Обычно выделяются Пенжинско-Анадырская, Алгано-Великореченская, Аляктаваамская и Укэлятская зоны [53, 66]. Практически в полосу непосредственного складчатого обрамления глубоководных впадин Берингова моря входит лишь Укэлятская зона, отделяющая более древние структуры Майницкого и Эконайского террейнов от более молодого Олюторского, который и располагается непосредственно на границе с глубоководными впадинами. Именно его строение и будет рассмотрено далее наиболее подробно, тогда как располагающиеся к северу и северо-востоку в глубь суши различные структурные элементы Корякской аккреционной системы будут охарактеризованы лишь весьма кратко – так, как это необходимо для понимания взаимосвязанных геологических событий позднего мезозоя и кайнозоя в области взаимодействия океанических плит Тихого океана и континентальной плиты Евразии.

Следует отметить, что помимо нашей общей интерпретации строения Корякской аккреционной системы, произведенной с позиций теории тектоники литосферных плит, существуют и другие, в частности, достаточно подробно разработанная С.Д. Соколовым (1989 г.), которая основывается на гипотезе расслоенности литосферы.

Охотско-Чукотский вулканический (вулканоплутонический) пояс располагается на значительном удалении от современной границы континентальных и океанических структур, однако первое сопоставление его с Андами было сделано давно А.А. Богдановым и, затем, М.Г. Ломизе [38]. Представление о том, что этот пояс маркировал в меловое время активную окраину андийского типа, было выдвинуто позже [27, 55] и впоследствии поддерживалось и обсуждалось в литературе. Возраст нижних горизонтов Охотско-Чукотского пояса некоторые исследователи считают неодинаковыми на различных его участках, меняющимся от начала неокома до альба [55]. Большинство же геологов, изучавших этот пояс, склонны считать, что вулканическая деятельность в его пределах началась с альба.

В основании разреза вулканитов располагается грубообломочная толща баррема-апта, мощность которой весьма изменчива – от первых сотен метров до 2500–4000 м [75]. Эта толща с резким угловым несогласием перекрывает все более древние отложения. Возраст верхних горизонтов вначале определялся как сеноманский, однако сейчас, в основном на базе флористических сборов [75], можно считать доказанным, что на многих участках он является сенонским (вплоть до кампана). По своему составу вулканиты Охотско-Чукотского пояса принадлежат известково-щелочному ряду. По данным Н.И. Филатовой [75], в пределах пояса выделяются три формации – сложно построенная базальт-андезитовая альба-турона, дацит-риолитовая альба-сеномана и субщелочная дацитовая позднего мела (сеноман-сенонская).

Как уже говорилось, большинство исследователей интерпретирует Охотско-Чукотский вулканический пояс как показатель активной континентальной окраины андийского типа, под которую в меловое время субдуцировала кора Тихого океана. Определения конфигурации палеозоны Беньфа, базирующиеся на анализе содержания K_2O в вулканитах близкой основности, показывают, что угол наклона сейсмофокальной плоскости был незначительным и не превосходил 20° [75, 55]. На основании этого рассчитывается и положение проекции выхода этой зоны на поверхность, определяющее местоположение мелового глубоководного желоба, который находился на расстоянии около 400 км от вулканического фронта.

Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс протягивается вдоль побережья залива Шелихова к Маметчинскому заливу и далее через Центральную Корякию в бассейн р. Анадырь. В северо-восточной части пояса палеоцен-эоценовые вулканиты залегают на грубообломочных и угленосных толщах маастрихта-дания. Они представлены базальтами, андезито-базальтами, лавовыми и туфовыми брекчиями. Базальты и андезито-базальты характеризуются повышенной щелочностью. Они перекрываются позднечелочными-раннемиоценовыми известково-щелочными вулканитами. Южнее распространены преимущественно известково-щелочные базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты и их туфы, достигающие значительных мощностей (данные Д.И. Агапитова).

Несколько юго-восточнее в районе Корякского хребта палеогеновые вулканиды залегают резко несогласно на покровно-складчатых структурах, запечатываемых маастрихтскими обломочными отложениями. По данным Н.С. Афанасевой и В.А. Фараджева, вулканиды имеют эоценовый возраст и представлены базальтами, андезито-базальтами, туфами. Возможно, с перерывом на этих образованиях располагается толща повышенной кислотности – андезито-базальты, андезиты, дациты, риолиты и их туфы. Преобладают дациты и риолиты, что позволяет Н.И. Филатовой [75] выделять здесь риолит-дацитовую формацию. Возраст толщи средних и кислых вулканидов позднеэоцен-раннемиоценовый. На юго-востоке описываемого пояса, собственно в пределах западной части Камчатского перешейка, выходы доказанных вулканидов палеоценового возраста не известны. На грубообломочных и углесносных горизонтах основания разреза, охарактеризованных остатками палеоцен-эоценовой флоры, залегает толща риолитов, дацитов, андезитов, базальтов с пачками туфов и туфогенно-осадочных пород, которые, видимо, имеют эоцен-раннемиоценовый возраст. По своим петрохимическим характеристикам эоцен-раннемиоценовые вулканиды представляют собой типичные известково-щелочные породы, формирование которых, безусловно, определялось поддвигом океанической коры под окраину континента [75]. Проанализированные содержания K_2O в породах близкой основности позволили Н.И. Филатовой установить угол наклона палеозоны Бенъофа, который составлял 30–45°.

Несколько сложнее обстоит дело с палеоцен-эоценовыми вулканидами, часть которых обладает повышенной щелочностью. Н.И. Филатова [75] считает эти вулканиды щелочно-базальтовой формацией зоны континентального рифтогенеза. Однако следует сказать, что для подобного утверждения приводимых данных, в основном петрохимического плана, вряд ли достаточно. Кроме этого, не существует никаких структурных признаков, свидетельствующих в пользу этого предположения, наоборот, совмещенность этих образований по площади с известково-щелочными вулканидами позднего эоцена – раннего миоцена, которая отражает обстановку активной континентальной окраины, скорее свидетельствует в пользу отнесения и палеоцен-эоценовых базальтоидов к этой же геодинамической обстановке. В принципе, появление щелочных базальтов отражает определенные условия растяжения, которые и должны были существовать в начальный этап возникновения вулканического пояса, чтобы обеспечить доступ магматического материала к поверхности с мантийных глубин. Судя по всему, нет ничего принципиально противоречащего включению палеоцен-эоценовых вулканидов в состав палеогенового (палеоген-раннемиоценового) Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса. Таким образом, можно говорить, что в палеогеновое время возник новый окраинно-континентальный пояс, смещенный к востоку от Охотско-Чукотского и отмечавший более восточную границу поддвига тихоокеанской коры под приращенный к началу палеогена край Азиатского континента [66].

Апукско-Вывенский вулканический пояс плиоцен-раннечетвертичного возраста наложен на складчатые структуры Олюторского чужеродного блока. Его возникновение не может уже быть связано с субдукцией тихоокеанской океанической коры вследствие отгораживания ее Алеутской дугой еще в доплиоценовое время. Формирование этого пояса может быть увязано лишь с образованием Командорской глубоководной впадины, в результате открытия которой существовавшая на ее месте более древняя океаническая кора была субдуцирована под Олюторский чужеродный блок.

ЧУЖЕРОДНЫЕ БЛОКИ

В пределах Анадырско-Корякского региона, занимающего большие площади, чем район настоящего исследования, выделяется восемь чужеродных блоков (террейнов) [66]. Покровно-складчатые структуры пяти из них – Пекульнейского, Канчаланского, Пенжинского, Усть-Бельского и Важского – запечатаны несогласно наложенными на них вулканитами Охотско-Чукотского пояса либо располагающимися в основании разреза грубообломочными континентальными толщами.

Пекульнейский и Канчаланский блоки составляли, вероятно, единую островную дугу волжско-готеривского возраста, но характеризовались сложным строением фундамента, на котором эта дуга была заложена. В его составе можно предполагать существование как блоков древней континентальной коры, так и участков с корой океанического типа [66].

Пенжинский, Усть-Бельский и Важский блоки сходны по геологическому строению и могут быть объединены в Таловско-Майницкий мегаблок, или тектоническую "зону" [53], который имеет хаотическое строение и включает в себя многочисленные блоки и пластины разнообразных палеозойских, триасовых и ниже-среднеюрских пород, рассеянные среди волжско-валанжинских терригенных толщ. Геодинамическая природа Пенжинского, Усть-Бельского и Важского блоков не поддается однозначной интерпретации. Развитые здесь толщи палеозойского, раннемезозойского и волжско-готеривского возраста, а также рассеянные блоки и крупные пластины пород офиолитовой ассоциации, рассматривались как образования субдукционного комплекса Удско-Мургальской вулканической дуги [75, 55], предшествовавшей во времени и пространстве Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Рассмотрение этих блоков как чужеродных ("террейнов") принципиально не меняет понимание механизма их аккрецирования к окраине Евразии.

Майницкий и Эконайский чужеродные блоки, расположенные южнее упомянутых выше, характеризуются тем, что широко развитые там тектонические покровы запечатываются маастрихтскими обломочными отложениями, что по времени совпадает с окончанием формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса. Майницкий блок, занимающий северную часть Корякского хребта, по своему строению делится на две части – северную и южную. В северной части широко распространены келловей-готеривский базальты, андезит-базальты, дациты, риолиты и их туфы, туффиты и кремнисто-терригенные породы мощностью до

4000 м. Характерно наличие бонинитов – пород-индикаторов энзиматических островных дуг [66]. Именно как островодужный и должен интерпретироваться комплекс пород, слагающих северную часть Майницкого блока. Южная его часть, отделенная от северной так называемым Ягельным меланжем, сложена граувакками с большим количеством олистостромовых горизонтов и линз, туфопесчаниками, туфоалевролитами, гигантоглыбовыми олистостромами, силицитами. В целом эти образования литологически сходны с францисканским комплексом Калифорнии. В олистостромах, сложенных известняками и вулканогенно-осадочными породами, обнаруживаются остатки позднепалеозойских – раннемезозойских кораллов, галобий, фузулинид, брахиопод, радиолярий [53], которые являются характерными для Тетисной зоогеографической провинции. В основной же массе олистостромы (матрикс) обнаруживаются бухии волжско-валанжинского возраста [53]. Эти отложения южной части блока могут рассматриваться как субдукционный комплекс Майницкой островной дуги, сформировавшийся за счет сноса обломочного материала с осевого вулканического поднятия и за счет тектонической аккреции в результате пододвигания океанической плиты.

Эконайский блок, расположенный к югу от Майницкого и занимающий бассейн нижнего течения р. Хатырки, состоит из нескольких деформированных тектонических покровов, сложенных разнофациальными палеозойскими и мезозойскими толщами [53]. Здесь установлено существование двух типов разрезов каменноугольных, пермских и триасовых образований. Первый тип отличается преобладанием кремнистых пород и спилитов с подчиненным количеством аргиллитов и рифовых известняков. Разрез второго типа сложен туфами, реже лавами основного, среднего и кислого состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами. Для обоих типов разреза характерно наличие фауны Тетисной провинции: кораллов, брахиопод, двустворок, фузулинид и радиолярий. Формирование позднепалеозойских и триасовых толщ Эконайского блока происходило, по-видимому, в системе смежных структур – островной дуги и окраинного моря, располагавшихся в приэкваториальной области. Возможно, что в середине юры произошло столкновение Майницкой островной дуги и Эконайского блока и с позднеюрского времени эти блоки представляли собой единую островодужную структуру, развивавшуюся, вероятно, до конца позднего мела, на что указывает формирование аккреционной призмы, в составе которой присутствуют отложения вплоть до кампанских [64]. Причленение единого Майницко-Эконайского мегаблока к окраине Евразии произошло в маастрихте, что отмечено запечатыванием покровных структур грубообломочными маастрихтскими отложениями и завершением вулканизма Охотско-Чукотского пояса.

Олюторский блок занимает южную часть Корякского нагорья и протягивается на юг по краю Камчатского перешейка, захватывая п-ов Озерный. Он отделяется от флишевых толщ Центрально-Корякской (Укэлаятской) зоны Вывенско-Ватынским надвигом [46, 3]. Вся восточная (Олюторский хребет) и северная части блока сложены альб-верхнемело-

выми кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, с которыми ассоциируют аллохтонные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы. Подавляющая часть вулканитов сформировалась на ранних стадиях развития энсиматической Ватынской островной дуги [12, 67]. Незначительное распространение в тектонических окнах имеют преимущественно лавовые с кремнями образования, представленные толleitовыми базальтами, близкими по составу породам коры окраинных морей [19]. В пределах Олюторского полуострова описаны базальты с повышенным содержанием щелочей и с горизонтами кремней, сходные по составу с породами океанических вулканических поднятий или поднятий на трансформных разломах [19].

В центральной и южной частях Олюторского блока распространены более молодые, палеоген-раннемиоценовые толщи, отчетливо разделяющиеся на вулканогенно-осадочный и флишиодный комплексы. Вулканогенные породы, судя по их петролого-геохимическим характеристикам, формировались в пределах зрелой Говенско-Карагинской островной дуги. На севере и северо-западе они тектонически соприкасаются с флишиодными толщами, характерной чертой которых является непрерывный разрез всего палеогена и раннего миоцена. Судя по всему, они формировались в пределах островной террасы или междуговой впадины. С юго-востока к полю развития островодужных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород примыкают образования субдукционного комплекса, широкое развитие которых установлено в восточной части о-ва Карагинского и, в существенно меньшей степени, на восточном побережье п-ова Говена [88].

Таким образом, Олюторский блок представляет собой систему из поздне меловой Ватынской островной дуги и наложенной на нее палеогеновой Говенско-Карагинской дуги. Выпуклая к северу современная конфигурация Ватынского островодужного комплекса позволяет, в значительной мере условно, считать, что поздне меловая зона субдукции падала в юго-восточном направлении. Палеогеновый поддвиг океанической коры под Говенско-Карагинскую дугу, судя по присутствию субдукционного меланжа на юго-востоке структуры, имел противоположный, северо-западный наклон. Коллизия Олюторского блока с Евразией произошла в среднем миоцене, вызвала прекращение непрерывного осадконакопления на островной террасе, складчатость и формирование мощных тектонических покровов. Результатом этой коллизии было также отмирание Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса.

МЕЖДУБЛОКОВЫЕ ОБЛАСТИ

Области или зоны, располагающиеся между чужеродными блоками и как бы цементирующие их, являются еще одним важным элементом складчатой структуры обрамления глубоководных котловин Берингова моря. Для них характерны терригенный, часто флишиодный, с отдельными горизонтами олистостром, тип отложений, наличие мелких протрузий серпентинитов, практически полное отсутствие офиолитовых и вулкано-

генно-осадочных комплексов. Обычно принято выделять "зоны", которые разделяют описанные выше блоки, либо как бы содержат их в своем составе [53, 66].

Пенжинско-Анадырская и Алгано-Великореченская зоны, разделяющие: первая — Пенжинский, Ваежский и Усть-Бельский блоки, а вторая — Ваежский, Усть-Бельский, Пекульнейский, Канчаланский и Майницкий, имеют сходное строение и сложены преимущественно готерив-позднемеловыми терригенными существенно флишоидными толщами, в основании которых в первой зоне известны берриас-валанжинские терригенные, а в основании второй — кремнисто-терригенные волжско-валанжинские отложения. Для разрезов обеих зон характерно постепенное увеличение грубости обломочных частей в разрезах, начиная с апта-турона, так что в сенонских отложениях отмечаются уже многочисленные горизонты грубообломочных пород и олистостром. Алькатваамская зона, разделяющая Майницкий и Эконайский блоки, сложена отложениями, весьма сходными с позднемеловым разрезом Алгано-Великореченской зоны. Основным отличием является то, что наиболее древние альбские породы Алькатваамской зоны с угловым несогласием перекрывают более древние толщи смежных структур.

Укэлатская зона отделяет Олюторский чужеродный блок от остальных структур Корякии. В плане она имеет вид полого изгибающейся дугообразной полосы, обращенной выпуклостью на север. Она протягивается более чем на 600 км от Камчатского перешейка на юго-западе до бухты Дежнева на северо-востоке при ширине 50–100 км. Как северная, так и южная граница этой зоны тектонические. Северная представляет собой сложную систему кулисообразно расположенных разрывов, часть которых, особенно на северо-востоке, имеет надвиговый характер с падением плоскостей разрывов на север. По ним образования Майницкого и Эконайского чужеродных блоков, в том числе офиолитовые пластины, надвинуты на флишоидные толщи. Южная граница значительно более однородна, представляя собой хорошо картируемый надвиг (Вывенско-Ватынский), по которому кремнисто-вулканогенные образования Олюторского блока шарьированы на флиш на глубину не менее первых десятков километров. Укэлатская зона сложена в большей части верхнемеловыми терригенными и флишевыми отложениями. Имеются сведения о том, что нижние горизонты разреза, обнаруженные на севере зоны и представленные алевролитами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, содержат иноцерамовую фауну позднего альба — сеномана (данные С.Г. Бялобжеского).

Значительно шире распространены сантон-кампан-маастрихтские отложения, представленные мощной флишевой толщей. В ней рассеяны редкие линзы и горизонты олистостром, заключающие обломки песчаников с фауной бухий, туфов, кремней и, редко, вулканитов основного и среднего состава. В отдельных районах в верхней части (в основном принадлежащей маастрихту) в толще переслаивания алевролитов и туфопесчаников появляются прослои туфов, линзы известковистых песчаников и тонкозернистых известняков. Маастрихтские отложения постепенно

сменяются также терригенными толщами палеогена. Они еще весьма слабо изучены, однако нет сомнений в их принадлежности палеоген-эоценовому интервалу. В разрезе преобладают алевролиты и полимиктовые песчаники, слагающие либо пакеты флишоидного переслаивания, либо чередование пачек с преобладанием алевролитов или песчаников. В отдельных районах известны также олигоценовые отложения, представленные аргиллитами и алевролитами с пачкой аркозовых песчаников в основании. Высказывается предположение, что мощные флишевые толщи Укэляятской зоны могут протягиваться в Нижнехатырскую депрессию, где разбурены терригенные толщи эоцен-миоцена (данные Д.И. Агапитова, [66]).

Говоря о возможной интерпретации геодинамических обстановок формирования флишево-терригенных толщ рассмотренных зон междублоковых областей следует иметь в виду, что вряд ли этот вопрос может быть решен однозначно. Исключение составляет, пожалуй, Укэляятская зона, относительно которой было высказано мнение как о заполненном осадками желобе. Характер бентосных фораминифер укэляятского флиша действительно свидетельствует о его образовании на больших глубинах в обстановке континентального подножия или глубоководного желоба. Относительно значительной части терригенных толщ более северных зон также может быть выдвинуто предположение об отложении их в пределах подводной террасы активной окраины Евразии или в сопровождавшем ее глубоководном желобе. Однако некоторые толщи, вероятно, могут представлять собой смятый и перемещенный чехол тыловых бассейнов, выдвинутых в океан островных дуг.

АКВАТОРИЯ БЕРИНГОВА МОЯ И ЕЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Строению дна Берингова моря посвящена довольно обширная литература, в основном американских и русских исследователей, обобщенная в последние годы в нескольких крупных исследованиях [6].

Кроме обширной области шельфа между Чукоткой и Аляской и узкой шельфовой зоны вдоль берегов Корякии и Северной Камчатки в Беринговом море выделяются три глубоководные котловины – Командорская, Алеутская и Бауэрс, отделенные друг от друга подводными хребтами Бауэрса и Ширшова.

Командорская котловина, ограниченная на северо-западе шельфом Южной Корякии и Северной Камчатки (Олюторским чужеродным блоком), на востоке – подводным хребтом Ширшова, а на юге – Командорскими островами, характеризуется средними глубинами 3300–3400 м, что в среднем на 400 м выше, чем дно Алеутской впадины. По данным сейсмоки, мощность осадочного чехла в ней составляет 1–2 км, что вдвое меньше, нежели к востоку от хребта Ширшова в Алеутской котловине.

Строение чехла известно по данным скв. 191, пробуренной с б/с "Гломар Челленджер". Эта скважина задана вблизи западного фланга южного окончания хребта Ширшова. Глубина ее забоя 900 м, однако не вся часть керна была опробована [135]. В пробуренном разрезе выделяются: верх-

няя часть (520 м), сложенная турбидитным переслаиванием алевритистых глин, диатомовых илов, алевритистых песков с прослоями вулканического пепла и эрратической галькой главным образом плейстоценового возраста, и нижняя часть, представленная консолидированными алевритистыми глинами, диатомовыми алевритистыми глинами с прослоями известняков и граувакковых песчаников; эта часть разреза относится к плиоцену. Основание осадочной части в скважине опробовано не было. Забой скважины остановлен в толеитовых базальтах, датированных методом абсолютной геохронологии в 30 млн лет (середина олигоцена). Однако позже этот результат был подвергнут сомнению в связи с отсутствием в основании осадочного разреза позднеолигоценовых и миоценовых осадков и проведено вторичное определение абсолютного возраста базальтов, который оказался равным 9,8 млн лет [170], что лучше увязывается со стратиграфическими данными по осадочному чехлу.

Строение более низких горизонтов коры Командорской котловины по данным сейсмики характеризуется весьма специфическими особенностями. По мнению Д. Шора и Д. Форкари, обрабатывавших сейсмические материалы [135], второй слой обладает большей мощностью, нежели стандартный разрез океанической коры, в то время как третий слой, соответственно, вдвое тоньше. Однако, несмотря на эти различия, общая мощность коры котловины соответствует типичной мощности коры океанов.

Магнитное поле Командорской котловины характеризуется субмеридиональными линейными аномалиями, что вместе с данными об анизотропном строении мантии позволяет некоторым исследователям предполагать образование котловины в результате спрединга вдоль одной или нескольких осей аналогичного направления. Известно, что тепловой поток в пределах Командорской котловины весьма высок (от 110 до 210 мВт/м²) и примерно в 2,5 раза выше, чем в Алеутской котловине. Н.А. Богданов [7], анализируя данные В.М. Сугрובה и Я.Б. Смирнова по тепловому потоку в пределах котловины, делает вывод о том, что наибольшие его значения, локализующиеся вдоль относительно узкой зоны, изгибающейся грубо параллельно северо-западному и юго-западному ограничениям котловины, могут отражать положение зоны палеоспрединга. Все эти сведения подтверждают мнение о молодом, новообразованном характере Командорской глубоководной котловины. В настоящее время опубликовано несколько моделей ее раскрытия, большая часть которых не дает исчерпывающего объяснения особенностей геологического строения окружающих территорий. Наиболее полно это обстоятельство учитывается в модели, разработанной в наших статьях [66, 88, 11].

Алеутская глубоководная котловина, имеющая площадь, более чем вдвое превышающую площадь Командорской, характеризуется сплошным развитием мощного осадочного чехла. Он достигает в центральных частях котловины 4 км и более и увеличивается к ее бортам, особенно северному и северо-восточному, представленному обширным краем Беринговоморского шельфа. Мощность земной коры в пределах котловины составляет 15–16 км, что на 2–3 км больше, нежели мощность коры в Командорской котловине и в Тихом океане непосредственно южнее Але-

утской дуги [14]. Тепловой поток в котловине относительно низкий ($56-59 \text{ мВт/м}^2$). Обнаруженные и идентифицированные линейные магнитные аномалии (M1 – M13), указывающие на раннемеловой возраст коры [136], соответствуют величинам теплового потока. Эти данные дают многим исследователям основание рассматривать Алеутскую котловину как отгороженную Алеутской островной дугой в раннем кайнозое часть океанической плиты Кула [135, 107, 7]. Имеются предположения и о более молодом (позднемеловом) возрасте фундамента Алеутской котловины [10, 7].

Котловина Бауэrsa отгораживается от Алеутской дугообразным подводным хребтом Бауэrsa, возвышающемся над днищами смежных котловин на 2–2,5 км. Юго-западное понижающееся окончание этого хребта почти смыкается с южным сужающимся окончанием подводного хребта Шиrшова. Площадь дна этой котловины почти в 3 раза меньше площади Командорской. Строение дна котловины Бауэrsa является в каком-то смысле промежуточным между строением Командорской и Алеутской котловины. Так, мощность осадочного чехла в ней составляет 2–2,5 км, тепловой поток заметно выше, нежели в Алеутской котловине, но существенно ниже, чем в Командорской (до 105 мВт/м^2). Мощность земной коры 10–12 км. Поверхность Мохоровичича под центральной частью впадины имеет форму полого поднятия: с амплитудой до 2–3 км.

Природа котловины Бауэrsa может рассматриваться двояко: в зависимости от геодинамической интерпретации подводного хребта Бауэrsa: либо как тыловой бассейн, если хребет считать палеоостровной дугой, либо как часть Алеутской котловины, отделенную от нее поднятием акустического фундамента.

Подводный хребт Бауэrsa, начинающийся к северу от островов Алеутской дуги, имеет выпуклую к северу дугообразную форму, резко понижаясь и сужаясь в западном направлении, несколько не достигая южного окончания хребта Шиrшова. Поперечный профиль его асимметричен – с крутым восточным и северным склоном на выпуклой стороне, обращенной в Алеутскую впадину, и пологим внутренним, спускающимся в котловину Бауэrsa. Мощность осадочного чехла в пределах самого хребта изменяется от 0,7–0,9 км на западном склоне до минимальных мощностей на отдельных участках восточного, где в отдельных уступах иногда, видимо, обнажаются породы фундамента. Анализ сейсмических материалов указывает на существование структуры заполненного осадками желоба вдоль поднятия восточного и северного склонов. Мощность этих осадков 8–9 км. По оценке У. Людвига, мощность земной коры хребта Бауэrsa в наиболее поднятой части составляет 21–28 км, а в наиболее погруженной – около 15 км, возрастание мощности в основном происходит за счет второго слоя в осевой части поднятия [7].

Поднятие Бауэrsa большинство исследователей почти единодушно интерпретируют как палеоостроводужную структуру, о чем свидетельствует существование засыпанного осадками желоба с выпуклой стороны поднятия. Однако возраст вулканитов, слагающих акустический фундамент, не известен. Скв. 188 на западном склоне вскрыла позднемиоцено-

вые осадки, а драгирование обнаружило среднемиоценовые. Кажется вероятным, что хребет Бауэрса является фрагментом меловой островной дуги, представлявшей собой ранее единое целое с Ватынской дугой, которая впоследствии была причленена к континенту [66].

Подводный хребт Шишова, разделяющий Командорскую и Алеутскую котловины Берингова моря, протягивается в меридиональном направлении, как бы продолжая поднятие Олюторского полуострова на континенте. Сейсмические данные показывают, что поверхность акустического фундамента характеризуется существенными неровностями, частично погребенными под осадками, хотя существуют крутые уступы, особенно вдоль западного борта, обращенного к Командорской впадине, где породы, слагающие этот фундамент, выходят на поверхность. Мощность осадочного чехла с западной стороны вдвое меньше, чем с восточной (около 1 и 2 км соответственно). Мощность земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования составляет 18–20 км [7]. Если ранее строение хребта оценивалось в основном по результатам работ американских геологов и геофизиков [135], то после 29-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" появились работы, основанные на материалах российских исследователей [8–10, 68, 6, 84]. Изучение этих материалов позволяет кратко охарактеризовать геологическое строение подводного хребта Шишова в следующем виде.

Среди пород, драгированных с уступов обнажающегося акустического фундамента, подняты следующие ассоциации пород – метаморфические (амфиболиты, зеленые сланцы), магматические (габбро, габбро-долериты, диабазы), вулканические (относительно "палеотипные" лавы и туфы и "кайнотипные" базальтоиды), осадочные (кремни, кремнисто-глинистые породы), туфогенно-осадочные (туфы, туффиты). Исследование петролого-геохимических особенностей метаморфических и магматических образований [9] показывает, что амфиболиты могут сопоставляться с полосчатым комплексом офиолитовых разрезов, т.е. представлять собой породы относительно глубоких горизонтов третьего слоя океанической коры, претерпевшие длительную послемагматическую историю; абсолютный возраст амфиболитов 47 млн лет [68]; габброиды соответствуют более верхним частям разреза третьего слоя. Для амфиболитов и габброидов предполагается родственный состав родоначальных магм [9]. Среди вулканических пород первая группа базальтов, по данным А.Н. Сухова, аналогична известково-щелочным базальтам островных дуг, а абсолютный возраст их (К-Аг метод) равен 36 млн лет (ранний олигоцен). Вторая группа базальтов ("кайнотипных") включает породы двух серий – толетовой, несколько обогащенной литофильными элементами, и щелочной [9]. Абсолютный возраст "обогащенных" базальтов, определенный К-Аг методом, дает значение 4 млн лет [68]. По мнению А.Н. Сухова, не исключена возможность, что "кайнотипные" базальты могли попасть в район хребта Шишова вследствие ледового разноса из области континентального обрамления Берингова моря, тем более, что породы такого возраста и состава известны на островах Прибылова.

В группе осадочных и туфогенно-осадочных пород выделяется не-

сколько возрастных комплексов. Позднемеловой–раннепалеоценовый комплекс представлен главным образом очень чистыми кремнями, отличающимися от всех кремнистых пород складчатого обрамления [8]. Палеогеновый комплекс (в большей мере олигоценовый?) включает трепелы, опоковые трепелы, алевроит-пелитовые кремнистые туфы и кремнистые глины, которые также практически не встречаются в пределах обрамляющей суши (данные В.С. Вишневецкой) и характеризуют пелагическую обстановку зоны перехода от континента к океану. Неогеновые (верхнемиоценовые) осадки представлены преимущественно обломочными породами – конгломератами, песчаниками, алевролитами, реже присутствуют диатомиты, спонголиты. Все эти породы относительно слабо литифицированы. Это главные данные по геологическому строению хребта Шишова, полученные в результате драгировок.

Представляется, что при интерпретации приведенных сведений должны учитываться следующие важные моменты.

1. В хребте Шишова пока не обнаружены вулканы мелового (позднемелового) возраста, которые являются преобладающими породами в пределах морфологического продолжения хребта Шишова на суше – Олюторском хребте. Напротив, кампан-маастрихтские кремни, как это считается [84], формировались в открытом глубоководном бассейне, без какого-либо влияния привноса терригенного или туфого материала, а подобные породы практически не встречаются на суше в пределах Олюторского хребта.

2. Островодужным базальтам хребта Шишова, датированным палеогеном (ранний олигоцен), по возрасту соответствуют кремнисто-глинистые отложения, иногда с примесью очень тонкого туфогенного материала, формировавшиеся в пелагических условиях. Это обстоятельство заставляет усомниться в том, что эти островодужные базальты представляют собой коренные породы хребта Шишова.

3. О возможной принадлежности “кайнотипных” вулканитов продуктам ледникового разнosa уже говорилось выше.

Таким образом, имеются определенные затруднения в использовании данных драгирования для интерпретации строения и геодинамической природы подводного хребта Шишова. Ранее он интерпретировался как островная дуга [135], зона сгущивания океанической коры [53], океаническое поднятие типа Гавайского хребта, поднятие трансформного разлома [5, 107] и даже палеоспрединовая зона. Имеющиеся данные позволяют, пожалуй, отрицать лишь островодужную природу и палеоспрединовый характер морфологии рассматриваемой структуры.

АЛЕУТСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Алеутская островная дуга, отделяющая Берингово море от Тихого океана, морфологически отчетливо разделяется на Алеутскую и Командорскую части, однако обычно она рассматривается как единая энсиматическая островодужная структура [83].

В строении Алеутской части дуги, согласно исследованиям А. Цветкова [83], выделяется несколько сегментов (с востока на запад): Уналаш-

ка, Адак и Атту. Сегменты Уналашка и Адак сложены исключительно островодужными сериями, которые отражают три этапа развития островной дуги — эоцен-олигоценовый, миоценовый и плиоцен-современный. Однако по всему комплексу имеющихся данных в строении этих сегментов можно отметить некоторые различия. Так, в сегменте Уналашка для эоцен-олигоценового и миоценового этапов характерны преобладающие известково-щелочные породы и известково-щелочной тип эволюции, а для плиоцен-современного — толеитовые базальты и толеитовый тип эволюции. В сегменте Адак толеитовые и известково-щелочные серии пород перемежаются, однако роль толеитовых серий в общем возрастает на поздних этапах.

Сегмент Атту, смежный с Командорской частью дуги, существенно отличается от восточных Алеут. Наиболее древние (эоцен—олигоцен) и наиболее распространенные породы представлены там типичными океаническими толеитами, по петролого-геохимическим характеристикам очень близкими таковым СОХ. Океанические базальты перекрыты спорадически развитыми островодужными известково-щелочными вулканами миоценового возраста.

В настоящее время интерпретация фактического материала по этому сегменту, связывающему в единую структуру Алеутскую и Командорскую части дуги, может быть различной. Первый вариант, базирующийся только на фактах и не привлекающий никаких дополнительных предположений, заключается в представлении, что в эоцен-олигоценовое время в этом сегменте еще не существовало островодужной структуры. Алеутская часть дуги ограничивалась на западе на уровне современного сочленения островной террасы с подводным хребтом Бауэрс. Формирование же островной дуги в этом сегменте началось в миоцене. Второй вариант сводится к предположению, что океанические базальты эоцен-олигоцена представляют собой пластины, тектонически имплантированные в предмиоценовое время и перекрывшие, возможно, существующие палеогеновые островодужные серии. Не рассматривая пока геодинамические возможности этих вариантов, следует лишь отметить, что как в первом, так и во втором случаях для создания наблюдаемой современной структуры необходима существенная тектоническая перестройка в предмиоценовое время, что накладывает существенные ограничения на рассмотрение Алеутско-Командорской дуги как целостно развивающейся структуры.

Командорская часть островной дуги характеризуется весьма специфическими чертами строения, что делает возможным рассмотрение вопроса самостоятельности ее развития в прошлом. Известная нижняя часть разреза представлена позднеэоценовыми базальтами (45—31 млн лет) и олигоценовыми плагиоориолитами (34—28 млн лет). А.А. Цветков объединяет их в единую базальт-плагиоориолитовую формацию, однако достаточно четкое их разграничение во времени, с одной стороны, и различия в процессах формирования, выявляемые по петролого-геохимическим характеристикам, с другой, вряд ли позволяют это делать. В свое время выделение контрастной базальт-риолитовой формации давало основание

М.Н. Шапиро [89] и Р.У. Иващенко с соавторами [28] делать предположение о существовании в основании Командорских островов континентального блока. Базальты по своим петролого-геохимическим характеристикам относятся к островодужным толеитам и произошли за счет мантийных расплавов, сформированных в зоне субдукции, а известково-щелочные плагиориолиты образовались, видимо, в результате анатектического плавления вулканогенно-осадочных пород основания островной дуги и дальнейшего фракционирования в гипабиссальных условиях [83].

Раннемиоценовые вулканы на Командорских островах представлены трахибазальт-гешенитовой серией (25–16 млн лет). По петролого-геохимическим характеристикам эта серия не является островодужной. Более всего она сходна со щелочными базальтами континентальных рифтов, либо с базитами повышенной щелочности гавайского типа. Известково-щелочные магматические породы островодужной природы вновь появляются в среднем–позднем миоцене в виде диорит-гранитоидных интрузий [83]. Приведенные краткие сведения о характере магматизма командорской части дуги с очевидностью показывают, что его трудно сопоставлять с магматизмом Алеут и, как следствие, делать вывод о единой Командорско-Алеутской островодужной структуре.

Кроме существенных различий в характере магматизма Командорской и Алеутской частей дуги, имеется еще целый ряд фактов, свидетельствующих о достаточно сложном строении и истории развития Командорских островов.

Во-первых, на о-ве Беринга Ю.А. Жегалов уже давно установил присутствие галек экзотических пород в так называемых буяновских конгломератах каменной свиты (гнейсы, амфиболиты, зеленые сланцы, рогово-обманковые сиениты, гранитоиды), которые нигде на этих островах не известны, что как бы подтверждало предположение некоторых геологов о наличии в основании Командор континентального блока.

Во-вторых, интересные данные получили А.Ю. Гладенков и Е.А. Щербина при анализе наннопланктона и диатомовой флоры из разреза каменной свиты (по Ю.В. Жегалову [25]) и подстилающей ее осадочной толщи, отделенной от каменной пачкой песчаников и конгломератов (буяновские конгломераты). В нижней части этого разреза, сложенного песчаниками, алевролитами и прослоями опоковидных пород, из отдельных образцов выделен наннопланктон, отвечающий верхам среднего эоцена (определения Е.А. Щербиной), а из толщи над буяновскими конгломератами – наннопланктон верхов среднего эоцена–верхнего эоцена. Верхняя часть каменной свиты, представленная аргиллитами, опоками и диатомитами, судя по выделенной диатомовой флоре (определения А.Ю. Гладенкова), содержит два комплекса этих остатков – нижнеолигоценый и верхнеолигоценый и, таким образом, охватывает, видимо, весь олигоцен. К северу от поля развития отложенной каменной свиты вся северная часть о-ва Беринга сложена толщей базальтов и вулканических брекчий, абсолютный возраст которых из разных частей разреза определяется в 37, 38 и 45 млн лет [83]. Поскольку, судя по всему, сомневаться ни в палеонтологических данных, ни в данных по абсолютному

возрасту не приходится, то следует признать, что во второй половине эоцена одновременно формировались две толщи – одна исключительно вулканическая базальтоидного состава, другая – осадочная, практически лишенная вулканогенного материала (не считая рассеянных кислых пепловых продуктов). Поскольку в современной структуре эти столь разнородные толщи фактически соседствуют, то логичным является вывод об их тектонической сближенности. Это подтверждает соображения о том, что развитие Командорского блока вряд ли может соответствовать простой эволюции энсиматической островной дуги с эоцена до наших дней.

Следующим важным доказательством самостоятельности Командорского блока являются палеомагнитные данные, полученные М.Н. Шапиро, В.С. Буртманом и М.Л. Баженовым по осадочным породам каменной свиты, палеошироты формирования которых отвечали 40–45° с.ш., тогда как для Алеутской дуги (Центральная и Восточная части) также палеомагнитными исследованиями установлено, что ее положение в палеогене отвечало современному.

Все эти данные наводят на мысль, что Командорский блок может являться чужеродным элементом по отношению к Алеутской дуге. При таком положении могут быть сняты многие вопросы, касающиеся специфических особенностей геологического строения Командорских островов.

Глава 2

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ (ОЛЮТОРСКИЙ БЛОК) И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Взаимосвязь проблем образования молодой Командорской глубоководной впадины и истории формирования Олюторского блока столь тесна, что для их решения необходимо детальное рассмотрение строения этого блока. Накопившийся к настоящему времени материал, собранный в последние годы главным образом сотрудниками Института литосферы, Геологического института, Института физики Земли РАН и производственного объединения "Камчатгеология", позволяет выделять в пределах Олюторского блока разнообразные структурно-вещественные комплексы, объединяемые в группы в соответствии с их геодинамической принадлежностью (рис. 41): океанические (в широком смысле), островодужные, глубоководных желобов и смежных аккреционных призм, активных континентальных окраин и рифтогенные.

Группа океанических комплексов. Начало выделения океанических, вернее, офиолитовых, комплексов в пределах Олюторского блока относится к рубежу 70–80-х годов [3, 4]. К офиолитам были отнесены гипербазит-габбровые аллохтонные массивы и ассоциирующий с ними в пространстве кремнисто-вулканогенный комплекс, обычно называемый

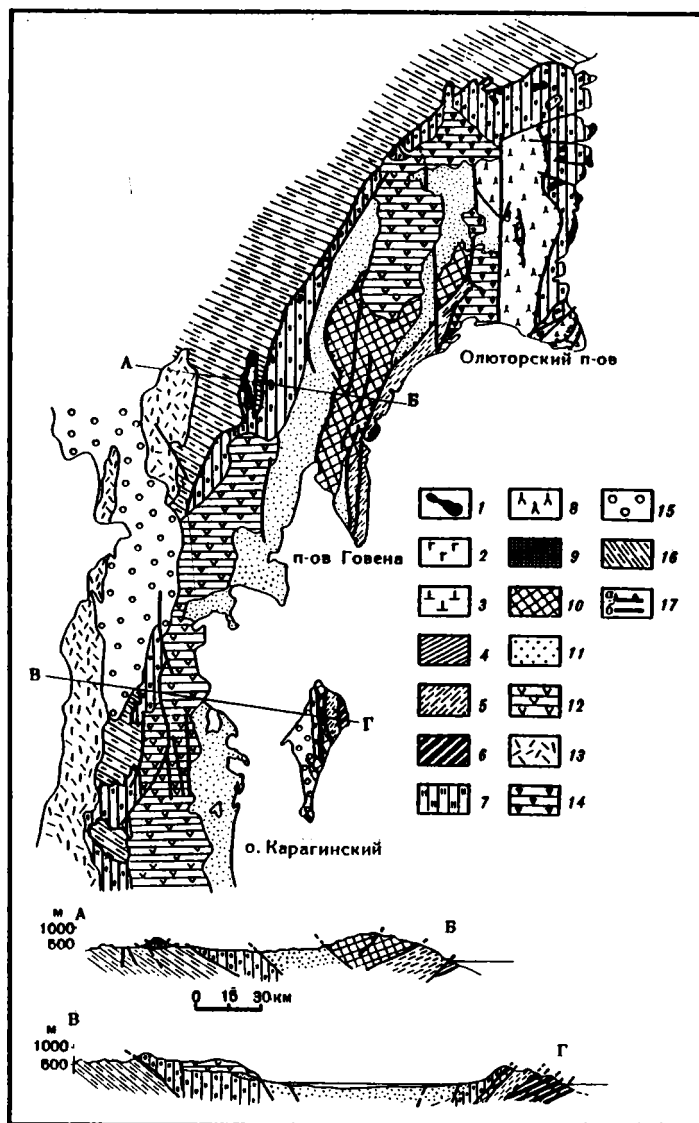


Рис. 41. Схема геологического строения Олуторского террейна

1–4 – группа океанических комплексов: 1 – офиолитовый, 2, 3 – меловых базальтов океанического типа (в широком смысле) (2 – истощенных толеитовых базальтов типа ложа окраинного моря, 3 – обогащенных базальтов типа океанических поднятий на трансформных разломах), 4 – океанические олистостромы; 5, 6 – группа комплексов глубоководных желобов и смежных с ними аккреционных призм: 5 – палеогеновый флишеидный, 6 – осадочного меланжа; 7–11 – группа островодужных комплексов: 7 – позднемеловой кремнисто-вулканогенный, 8 – позднеэоценово-раннепалеоценовый вулканогенно-обломочный, 9 – реликтов глубинных магматических камер островной дуги – дунит-клинопироксенит-габбро-

Ватынским. Однако позже положение существенно усложнилось – было показано, что дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс не может быть отнесен к офиолитам [34], а кремнисто-вулканогенные образования, объединяемые в Ватынскую свиту, имеют весьма разнообразный состав и характеризуются неоднотипными условиями формирования. Как представляется на уровне современной изученности Олюторского блока, в его пределах могут быть выделены четыре различных комплекса океанического типа.

Офиолитовый комплекс, т.е. полный набор "офиолитовой триады" П. Штейнмана известны только на о-ве Карагинский. Там, в связи со сложным покровно-члужайчатым строением острова, он занимает весьма различное структурное положение. В его состав включаются: серпентинитовый меланж, содержащий все породы "триады"; относительно крупные пластины гипербазитов; блоки и пластины, сложенные параллельными дайками, и, редко, блоки габброидов расслоенного комплекса.

Серпентинитовый меланж, как и в большинстве районов мира, состоит из матрикса и различного размера обломков, глыб и довольно значительных по размерам блоков и пластин (до 100 м и более). Наиболее обширные выходы серпентинитового меланжа на поверхность известны к северу и югу от р. Маркеловская, в бассейнах рек Кэтонитонвая и Воронья, а также в верховьях рек Маикинвая, Какуквая в центральной части острова.

Матрикс меланжа представлен белесой серпентинитовой глиной. В этой массе заключены разнообразные обломки и глыбы гарцбургитов, реже – дунитов и пироксенитов, габброидов, полосчатых габбро-гипербазитовых кумулятов, амфиболитов, зеленых сланцев, диабазов, плагиопорфиров и др. Интересной особенностью меланжа является очень редкая встречаемость в составе обломков базальтов и радиоларитов, принадлежащих к верхней части офиолитового разреза. Обнаруживаемые в меланже глыбы базальтов обычно сильно вторично изменены, однако их петрохимическая принадлежность определяется достаточно уверенно.

Комплекс параллельных даек образует полосы протяженностью до 10–15 км при ширине до 2 км и обычно сопровождает полосы меланжа. Он сложен субпараллельными телами диабазов мощностью от 0,5 до 3–5 км. Эти дайковые тела чаще всего имеют один закаленный контакт, реже – оба или лишены зон закалки и зажаты между двумя соседними телами с зонами закалки. Обычно никаких включений в обнажениях дайкового комплекса не обнаруживается. Лишь в одном случае отмечены вытянутые глыбы гарцбургитов, зажаты между дайками, и блоки полосчатых габбро и верлитов, перемежающиеся с диабазами.

Анализ петролого-геохимических характеристик диабазов параллельных даек, проведенный И.Р. Кравченко-Бережным, показывает, что они

←
вый, 10 – палеогеновый вулканогенно-осадочный, 11 – палеоген-раннемиоценовый терригенный вулканомиктовый; 12, 13 – группа комплексов активных континентальных окраин: 12 – Апускско-Вывенский плиоцен-раннечетвертичный, 13 – Западно-Камчатско-Корякский палеоген-раннемиоценовый; 14 – рифтогенные комплексы; 15 – рыхлые четвертичные отложения; 16 – Укэлаятский флишевый комплекс; 17 – надвиги (а) и разломы (б)

близки таковым комплексам параллельных даек офиолитовых комплексов, для которых реконструируются окраинно-морские обстановки [34].

В центральной части острова полосы меланжа и крупные гипербазитовые пластины сопровождаются линейно вытянутыми телами зеленых (кварц-альбит-актинолитовых) сланцев, которые по ширине выходов достигают 1,5 км.

Поскольку пока первичных магматических структур в зеленых сланцах не обнаружено, основанием для суждения о возможном протолите может служить детальное петролого-геохимическое изучение отдельных разрезов, согласно которому наиболее вероятно их сопоставление с комплексом параллельных даек [18]. Об этом же свидетельствует характер зеленосланцевых изменений в диабазовых дайках и аналогичная структурная позиция по отношению к серпентинитовому меланжу.

Относительно крупные пластины габброидов в поле развития пород офиолитового комплекса встречаются достаточно редко. Габброиды обладают ритмично-полосчатым строением, обусловленным чередованием лейкократовых и меланократовых разностей мощностью 1–5 см, ориентированных субпараллельно и выдержанных по простиранию. Более мелкие блоки габброидов постоянно встречаются в офиолитовом меланже. Петролого-геохимические особенности габброидов из меланжа позволяют сравнивать их с габброидами низкотитанистой группы, характерной для стадии раскрытия интраокеанических задуговых бассейнов [34].

Относительно времени формирования офиолитового комплекса пока имеются лишь очень скудные данные, сводящиеся к результатам анализа двух образцов – габбро-диабазы и диабазы из коллекции С.А. Мельниковой, проведенного ПГО "Дальгеология" и показавшего возраст 84–81 млн лет.

Что касается времени становления офиолитового комплекса в земной коре, то можно высказать по этому поводу следующие соображения, основываясь на полученных нами данных определения абсолютного возраста (K-Ar метод) зеленых сланцев и гранатовых амфиболитов из меланжа. Возраст последних определен в 60 ± 5 млн лет и, вероятно, отвечает процессам динамотермального метаморфизма, связанным с отрывом офиолитовых пластин перед выводом их в верхние слои литосферы. Динамометаморфизованные зеленые сланцы дают цифру 30 ± 5 млн лет, что, видимо, соответствует процессам непосредственного перемещения и дезинтеграции офиолитов при формировании современной структуры.

Комплекс базальтов океанического типа – подкомплекс истощенных толеитовых базальтов ложа окраинного моря, породы которого уверенно выделяются пока лишь в некоторых районах на небольших площадях, ранее включались в ватынскую свиту [3] или в кремнисто-вулканогенный комплекс [12], что было связано как с недостаточной петролого-геохимической изученностью, так и с отсутствием конкретной стратиграфической привязки. В настоящее время породы этого комплекса изучены в районах озер Гытгын и Эпильчик, на южном побережье бухты Анастасия и в центральной

части Олюторского хребта (бассейн р. Ничакваям). Геологический разрез и петролого-геохимические особенности этого комплекса наиболее детально описал А.Н. Сухов [19].

Толща перемещающихся массивных или подушечных базальтов афирового облика с отдельными линзами пелагических известняков в районе оз. Гытгын залегает в ядре антиформной структуры и по срыву перекрываются пачками слоистых туфогенно-кремнистых пород коньяк-кампанского возраста. Низы толщи толеитовых базальтов здесь не известны. Микрофауна из линз пелагических известняков свидетельствует об альб-туронском их возрасте. В районе оз. Эпильчик площадь распространения толеит-базальтового комплекса точно не откартирована, однако наличие петролого-геохимических данных по разрезу и микропалеонтологическая характеристика [19] делают этот район одним из ключевых для дальнейшего изучения этого комплекса. Низы разреза здесь также неизвестны, толща афировых подушечных и массивных толеитовых базальтов по данным А.В. Федорчука составляет около 100 м. Они перекрываются пачкой чистых, без туфогенной примеси, яшмовидных кремней с прослоями яшм, из которых В.С. Вишневская определила радиолярии сеноман-турона, сеномана – раннего коньяка [19].

На южном побережье бухты Анастасия Н.А. Богданов описал толщу подушечных афировых лав с отдельными прослоями чистых без примеси туфогенного материала кремней. Петролого-геохимическая характеристика этих базальтов по данным А.Н. Сухова весьма близка толеитовым базальтам из района оз. Гытгын, а радиоляриевое сообщество, определенное В.С. Вишневской, указывает на сантон-кампанский возраст лавовой толщи.

В центральной части Олюторского хребта (бассейн р. Ничакваям) толща подушечных афировых миндалекаменных базальтов с прослоями перемытого гиадокластитового материала, соответствующая по петролого-геохимическим характеристикам окраинно-морским толеитам, палеонтологически датирована как позднесантонско-раннекампанская [19]. Подобная же датировка имеется и из кремней на севере Олюторского полуострова, где они, как будто, образуют единую толщу с массивными базальтами эффузивной природы, которые петрологически однотипны породам бассейна р. Ничакваям [19].

Приведенные выше сведения показывают, что породы комплекса истощенных толеитовых базальтов окраинно-морского типа в каждом из районов своего проявления характеризуют определенный возрастной интервал – альб-туронский в районе оз. Гытгын, сеноман-раннеконьякский – у оз. Эпильчик, сантон-кампанский – на побережье бухты Анастасия, позднесантонско-раннекампанский – в бассейне р. Ничакваям. При этом относительная "растянутость" некоторых возрастных интервалов, естественно, связана не с истинной продолжительностью формирования толщ, а с ограниченными возможностями палеонтологической датировки. Представляется возможным также, что разновозрастность океанических базальтов, встречаемых на площади, связана не столько с существенной блоковой и латеральной раздробленностью образований, сколь-

ко с первичными причинами – латеральной сменой возраста океанических базальтов по мере удаления от оси или центров спрединга. Свидетельством этому может служить и разновозрастность осадочного чехла, перекрывающего базальты океанического типа, о чем будем говорить ниже.

Комплекс базальтов океанического типа – подкомплекс кампанских обогащенных базальтов типа океанических поднятий на трансформных разломах был впервые обнаружен на Олюторском полуострове А.В. Федорчуком (1984 г.) и вначале рассматривался как аналог щелочных базальтов вулканических поднятий гавайского типа. Однако более тщательное изучение петролого-геохимических особенностей этих пород показало, что они не могут быть сопоставлены с подобного рода образованиями [19].

Детальное изучение разрезов и целенаправленное картирование, проведенные автором совместно с А.Н. Суховым и С.Ф. Соболевым в пределах Олюторского полуострова в 1988 г., показало, что этот район сложен тремя отчетливо выраженными толщами океанического типа (рис. 42). Они по резкой разрывной границе соприкасаются с областью распространения островодужных толщ. В структурном отношении эти три толщи являются тектонически совмещенными и перекрывают друг друга по крупным надвигам.

Нижнее структурное положение занимает толща афировых подушечных базальтов и гиадокластитов с очень редкими и маломощными линзами радиоляритов, кремнистых пород. Видимая мощность этой толщи не более 350–400 м. Ее возраст по радиоляриям (из образцов А.Н. Сухова) определен В.С. Вишневской как ранне-среднекампанский.

Толща тектонически перекрыта почти черными сильно миндалекаменными ("пузырчатыми") подушечными базальтами с мощными пачками гиадокластитов и комковатых мелко-подушечных пузырчатых базальтов с незаметными переходами в гиадокластиты и вновь в покровы комковатых базальтов. Единичные прослои кремней приурочены к верхней части разреза. Видимая мощность толщи более 1000 м. Комплекс радиолярий из образцов А.Н. Сухова указывает на позднекампанский возраст (определение В.С. Вишневской).

Структурно выше также по положению надвигу сильно миндалекаменные базальты перекрываются кремнисто-диабазовой толщей. Последняя является весьма своеобразной. Она на 85–90% сложена массивными иногда со столбчатой отдельностью диабазами различной степени раскристаллизации, очень редко среди них отмечаются эффузивные покровы подушечных базальтов. Среди преобладающих диабазов и базальтов располагаются очень сильно деформированные линзоподобные тела кремнистых пород, мощность которых редко достигает 3–5 м. Они прослеживаются по простирацию не более нескольких десятков метров, ибо обычно прерываются сливающимися силлами или рвущими телами диабазов. Возможно, кроме силлов присутствуют и микроскопически неотличимые эффузивные покровы массивных базальтов, однако установить это очень трудно.

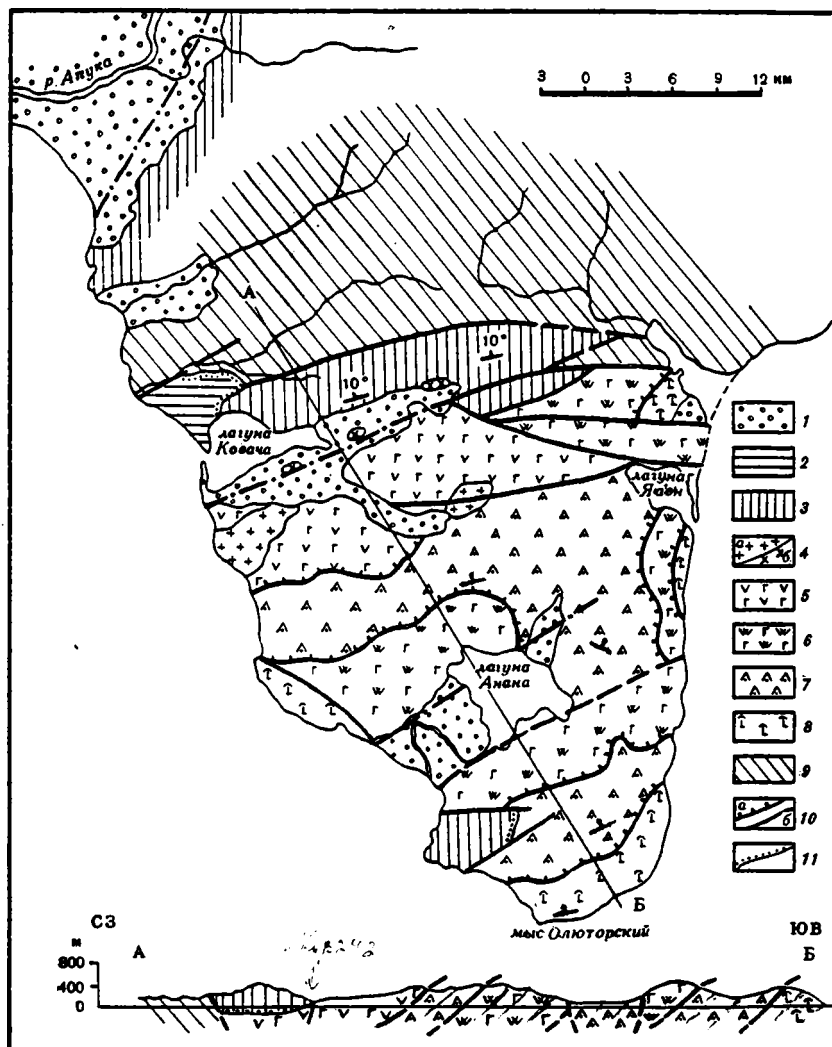


Рис. 42. Схема строения Олюторского полуострова

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — мелководные морские отложения верхнего миоцена; 3 — прибрежно-континентальные вулканогенные образования кайнозойской континентальной серии; 4 — палеогеновые плагиограниты (а) и кайнозойские дацит-порфиры (б); 5—8 — позднемеловые вулканические толщи океанического типа: 5, 6 — кремнисто-диабазовые толщи (5 — проработанная и измененная за счет воздействия палеогеновых и кайнозойских интрузий, 6 — не измененная), 7 — позднекампанская толща "пузыристых" базальтов, 8 — раннекампанская толща подушечных базальтов и гиадокластитов "обогащенного" типа; 9 — позднемеловая вулканогенная островодужная серия; 10 — надвиги (а), разломы (б); 11 — границы несогласного налегания

По петролого-геохимическим особенностям базальты упомянутых толщ, несмотря на свою некоторую обогащенность щелочами и другими несвойственными базальтам СОХ элементами и летучими, не могут быть сопоставлены и с базальтами гавайского типа [19]. Сравнение же их составов и геохимических особенностей с изученными подводными горами, располагающимися на трансформных разломах, которые пересекают Восточно-Тихоокеанское поднятие [101], проведенное А.Н. Суховым, показывает, что с подобными образованиями они имеют наибольшее сходство. Аналогичные базальты устанавливаются также вблизи трансформных разломов при разбуривании пересечения Срединно-Атлантического хребта.

Комплекс позднемеловых кремнистых и туфогенно-кремнистых пород типа осадочного чехла окраинных морей имеет заметное распространение на севере Олюторского блока (террейна) в бассейне р. Ватына, а также на правом берегу бассейна р. Вывенка. Породы этого комплекса возможно выделять при структурно-литологическом картировании. Осадочные породы этого комплекса, образующие толщи до нескольких сот метров мощности, пространственно ассоциируют с комплексом островодужного типа, имеющим кремнисто-вулканогенный состав. Несомненно, что они связаны фациальными переходами, однако при покровно-чешуйчатом строении установить это бывает трудно.

Образования рассматриваемого комплекса либо слагают отдельные сорванные и изолированные чешуи и пластины, либо более тесно связаны с породами основания, формируя в целом согласные разрезы, хотя непосредственные контакты чаще всего бывают сорванными. Основанием для этих кремнистых толщ являются описанные выше базальты окраинно-морского типа. Имеющиеся сейчас данные показывают, что возраст базальных горизонтов кремнистых толщ в разных районах оказывается различным. Так, в районе оз. Эпильчик они датируются альбом-туроном, вблизи оз. Гытгын – коньяком-ранним сantonом, на южном побережье бухты Анастасия – поздним сantonом-кампаном (данные Н.А. Богданова и В.С. Вишневской).

Литологически эти базальные пачки кремнистых пород также характеризуются разнообразием. Иногда они имеют чисто кремнистый состав без каких-либо примесей терригенного и вулканомиктового материала (оз. Эпильчик), в других случаях в них прослеживаются прослои, обогащенные глинистым материалом. Они содержат обломки раковин иноцератов и заключены среди пачек переслаивания кремнистых туффитов с большим количеством витрокристаллокластического материала (оз. Гытгын). Более высокие стратиграфически части кремнистых толщ сложены чередованием пачек мощностью от нескольких десятков метров до 100–200 м. Эти пачки представлены слоистыми разноокрашенными кремнистыми породами почти всегда с примесью туфогенного материала, либо массивными практически неслоистыми кремнями с различным содержанием пелитовых частиц. Редко отмечаются пачки слоистых кремнистых пород с примесью обломочных частиц псаммоалевритовой раз-

мерности, распределение которых соответствует градационным и турбидитным текстурам.

Следует отметить, что до сих пор не существует детально описанных и палеонтологически охарактеризованных разрезов толщ комплекса кремнистых и туфогенно-кремнистых пород, не считая относительно слабого разреза севернее оз. Гытгын, где охарактеризованы коньяк-раннесантонский и позднесантонско-раннекампанский интервалы [13]. Тем не менее вряд ли можно сомневаться, что верхняя часть кремнистого комплекса принадлежит кампан-маастрихту и даже данию, т.е. охватывает и низы палеогена [19]. Таким образом, можно считать, что этот осадочный комплекс формировался по крайней мере с альб-турона до начала палеогена, а может быть и в более позднее время.

Каковы были условия накопления этих осадочных толщ? Прежде всего можно думать, что отсутствие мелководной и неритовой макрофауны и, напротив, наличие пелагических форм микрофауны скорее всего свидетельствуют о достаточно глубоководных условиях. Об этом же говорит и отсутствие обломочного и псаммопсефитового туфового материала. Однако породы этого комплекса не могут быть сопоставлены с радиоляриевыми илами океанов ни по количеству этих организмов, ни по мощности, которая превышает океанические аналоги во много раз. Вопрос об источниках формирования кремнезема мощных кремнистых толщ является разработанным для кремнисто-вулканогенных формаций. Их образование в целом подчинено островодужным обстановкам, и вынос кремнезема связывается с вулканической активностью. В случае описываемого комплекса кремнистых и туфогенно-кремнистых пород уже отмечалась достаточно тесная его связь с кремнисто-вулканогенным островодужным комплексом, с которым он может иметь фациальные переходы. Присутствие в породах кремнистого комплекса туфогенного материала, по составу отвечающего продуктам островодужного вулканизма, отмечается, по крайней мере, с коньяка (А.Н. Сухов, устное сообщение), а относительно более раннего времени уверенных данных пока не имеется. Таким образом, формирование рассматриваемого комплекса осадочных пород на существенном этапе своего развития испытывало косвенное влияние условий, определявшихся существованием островной дуги. Все эти обстоятельства как будто свидетельствуют об образовании комплекса кремнистых и туфогенно-кремнистых пород в обстановке окраинного моря. Подобный вывод подтверждается и петролого-геохимическими особенностями вулканитов, подстилающих этот осадочный чехол [19].

Комплекс окраинно-морских олистостром развит узкой полосой вдоль восточного побережья Олюторского хребта от района южнее бухт Петра и Павла, через лагуну Аят, расширяясь у лагуны Амаян, и далее к лагунам Мачевна и Большой Тигиль. Впервые он был описан [19] (рис. 43) в районе лагуны Аят и у мыса Витгенштейна. В качестве "матрицы" этого комплекса выступает толща терригенных, преимущественно тонкообломочных пород — преобладают темные, почти черные алевролиты и аргиллиты с отдельными прослоями вулканических

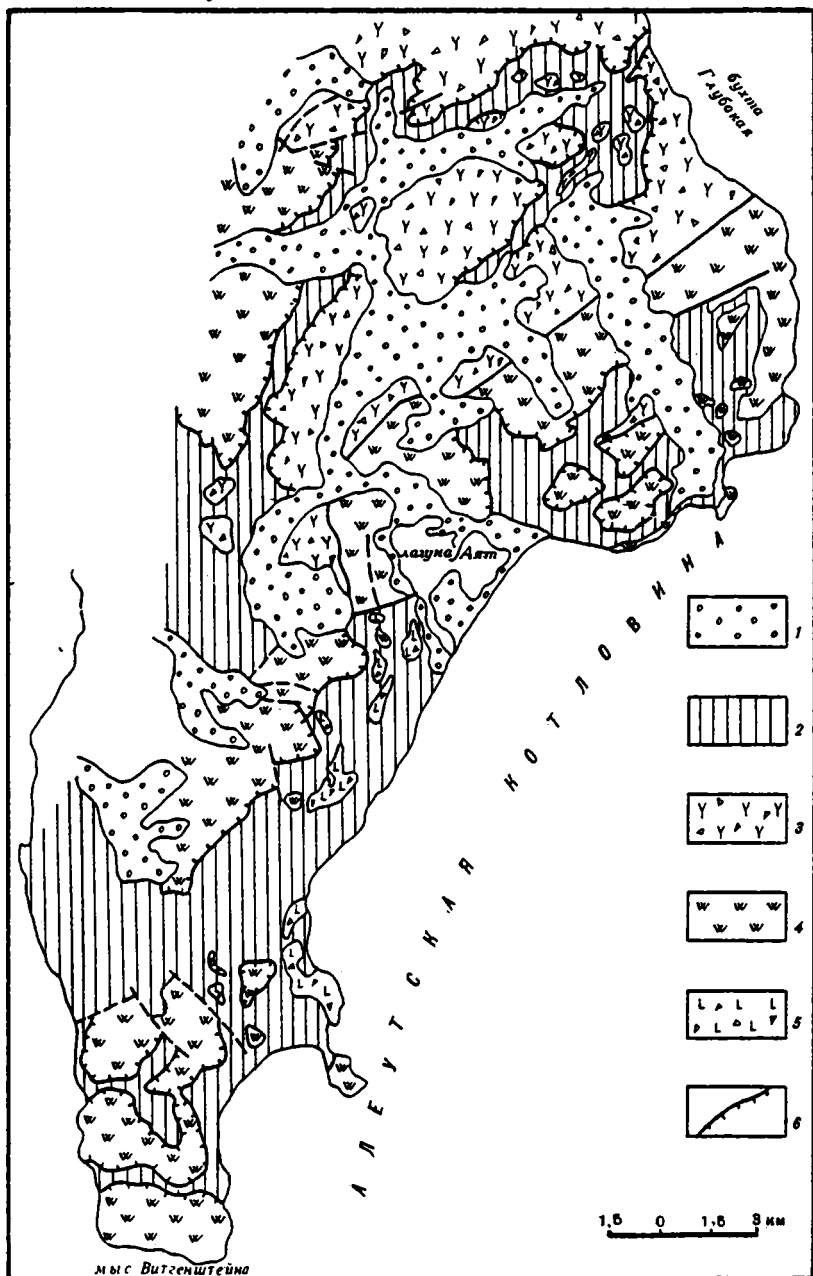
тонкозернистых песчаников. Толща имеет в целом флишоидный облик, в ней встречаются песчаные и песчано-мергелистые конкреции, покрытые черными железомарганцевыми корками, что, вероятно, указывает на глубоководную обстановку ее накопления. В составе этой терригенной толщи спорадически и неравномерно, но в большей части приурочиваясь к алевролит-аргиллитовым частям разреза, встречаются многочисленные чужеродные глыбы, блоки и пластины. Они представлены как небольшими глыбами подушечных афировых и иногда крупноплагиофировых базальтов или отдельными подушками этих пород, так и крупными блоками аналогичных подушечных и мелкоподушечных базальтов с прослоями гиалокластитов и пластинами кремнистых пород, а также блоками вулканических брекчий, туфов с эффузивными покровами базальтов и андезито-базальтов.

По своим петролого-геохимическим характеристикам афировые и плагиофировые базальты отвечают ряду пород несомненно океанической природы [18], а принадлежность туфов и андезито-базальтов известково-щелочному островодужному типу не вызывает сомнения. Это позволяет с уверенностью считать, что в составе олистостромового комплекса присутствуют породы, сформированные в различных геодинамических обстановках. Кроме этого, интересен и возрастной спектр олистолитов, который по определению радиолярий из прослоев кремней среди базальтов и из отдельных пластин кремнистых пород определяется как коньяк-раннекампанский, кампан-маастрихтский и маастрихт-датский [19]. Южнее мыса Витгенштейна, в 3 км от западного побережья бухты Мачена, матрица олистостромы представлена флишоидной кремнисто-алевролитовой толщей. В.А. Крашенинников сделал заключение о присутствии в этих породах палеогеновых глобигерин [12]. Отсутствие более точных палеонтологических определений из пород "матрицы" затрудняет суждение о возрасте олистостромового комплекса.

В заключение следует остановиться на структурном положении олистостромового комплекса. Формируя узкую полосу вдоль побережья Олюторского хребта, он слагает гипсометрически наиболее низко расположенные части, иногда обнажаясь лишь на уровне моря вдоль побережья. Во всех случаях выше по склону этот комплекс полого тектонически перекрыт различными меловыми островодужными комплексами — от вулканогенного и вулканогенно-кремнистого до вулканогенно-обломочного, а также в некоторых районах — кремнистыми породами типа осадочного чехла окраинных морей. Хотя непосредственных надвиговых контактов комплекса океанических базальтов с олистостромовым пока не отмечено, однако само наличие в олистостроме этих пород свидетель-

Рис. 43. Геологическая карта побережья Алеутской котловины между бухтой Глубокая и мысом Витгенштейна

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — палеогеновая флишоидная толща с олистостромовыми пачками; 3, 4 — сенонские известково-щелочные вулканы и вулканические брекчии (3) и кремнистые породы (4); 5 — олистолиты и олистоплаки позднемеловых и палеогеновых базальтов и гиалокластитов океанического типа; 6 — надвиги



ствуется, что подобные соотношения должны существовать. Таким образом, вырисовывается картина аллохтонного положения меловых океанических и островодужных комплексов Олюторского хребта на кайнозойской океанической олистостроме вдоль побережья Алеутской глубоководной котловины.

Группа островодужных комплексов. Островодужные комплексы в пределах Олюторского блока распространены наиболее широко. В составе большинства развитых здесь толщ присутствует известково-щелочной вулканогенный материал, а некоторые из них сложены им нацело. К настоящему времени имеется материал, позволяющий выделить несколько разновидностей комплексов, возникновение которых обязано островодужным обстановкам позднего мела и палеогена.

Позднемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс развит почти непрерывной полосой вдоль всего северного фронта Олюторского блока, достаточно широко представлен на восточных склонах Олюторского хребта, а также известен на о-ве Карагинском и спорадически – на п-ове Говена и хребте Малиновского. Выше уже говорилось, что кремнисто-вулканогенные отложения сопрягаются фациально с кремнистыми и туфогенно-кремнистыми породами позднемелового окраинно-морского осадочного чехла. Таким образом, естественно предположить существование единого фациального ряда от почти чисто вулканических толщ через кремнисто-вулканогенные к исключительно осадочным кремнистым толщам. Следует отметить, что возрастной объем кремнисто-вулканогенного комплекса до сих пор никем специально не определялся. Этот вопрос очень тесно связан с установлением возраста так называемой ватынской свиты, которая в последнее время определяется как альб-кампанская или даже альб-маастрихтская. Однако необходимо помнить, что в этом случае в составе ватынской свиты неосознанно смешивались и объединялись толщи совершенно различной геодинамической природы (океанические и островодужные), соотношения между которыми остаются неясными как в данном конкретном случае, так и с общетеоретических позиций.

В настоящее время обнаружилась позиция упрощенного (с моей точки зрения) понимания возрастных взаимоотношений между океаническими (окраинно-морскими) и островодужными комплексами, изложенная А.Д. Казимировым в докладе (1988 г.). Она заключается в том, что островодужные ("ачайважские") толщи считаются как бы непосредственно нарастающими полностью окраинноморский "ватынский" разрез. С подобной трактовкой нельзя согласиться ибо, во-первых, большая часть вулканитов кремнисто-вулканогенной "ватыны" сложена известково-щелочными породами, или островодужными толеитами [67, 53], во-вторых, туфогенный материал "островодужного" типа отмечается в кремнистых толщах по крайней мере с коньяка. Однако следует иметь в виду, что каких-либо более определенных данных относительно нижней возрастной границы меловых островодужных комплексов пока нет, что связано, несомненно, со слабой их специальной изученностью.

Описываемый комплекс в пределах Олюторского хребта петролого-

геохимически наиболее полно охарактеризовал А.Н. Сухов [67] в бассейне р. Мачевна. Здесь в разрезе количественно преобладают массивные и, редко, подушечные лавы базальтов, переслаивающиеся с пачками лаво- и туфобрекчий аналогичных же пород, либо с горизонтами миндалекаменных базальтов. Базальты и лавобрекчии составляют до 70–80% пород как по площади, так и по разрезу. Кремнистые породы очень редки и образуют либо непротяженные линзы, либо маломощные также выклинивающиеся горизонты. Сходным строением обладает также площадь в бассейне р. Итчайбаям. Вулканиды слагают там аллохтонную пластину, в основании разреза которой залегают туфы и туфобрекчии, перекрывающиеся массивными пироксен-плагиоклазовыми и миндалекаменными базальтами с пачками лаво- и туфобрекчий. Мощность разреза вулканогенного комплекса здесь составляет 300–350 м.

Разрезы с преимущественным развитием кремнистых пород распространены более широко, слагая большую часть площадей, закартированных как ватынская свита в пределах Олюторского хребта, и на севере вдоль границы Олюторского блока с Укэлятским флишем, а также известны на о-ве Карагинском. При практически идентичном составе собственно вулканитов, существенно большую роль начинают играть туфобрекчии и туфы, составляющие 60–70% общего разреза. Кремнистые породы в одних случаях, как например на о-ве Карагинском, образуют лишь отдельные пачки мощностью 20–30 м, либо линзы; в других, как например, в бассейне левобережья р. Ветвей вблизи Гельмознанского гипербазитового массива, или в некоторых районах бассейна правобережья р. Вывенка, или в бассейне р. Ватына, кремнистые части разрезов с небольшой примесью туфогенного материала или прослоями туфов (без лав) могут достигать мощности 150–200 м.

Не совсем простым является вопрос о петролого-геохимических особенностях вулканитов. По данным А.Н. Сухова [67], а также С.А. Паланджяна [3] среди вулканитов присутствуют базальты и андезито-базальты как толеитовой островодужной, так и известково-щелочной серий. При этом известково-щелочная серия характеризуется, с одной стороны, несколько повышенной щелочностью и обогащенностью литофильными редкими элементами, что свойственно развитым островным дугам, а с другой – характером распределения тугоплавких компонентов – серия отвечает как бы промежуточному положению между островодужными и океаническими породами. Это дало основание А.Н. Сухову сделать вывод о принадлежности этих вулканитов недоразвитым или ремнантным дугам.

Позднесенонско-раннепалеоценовый вулканогенно-обломочный комплекс развит преимущественно в пределах Олюторского хребта, а также в бассейне левобережья р. Вывенка, местами на северо-западных склонах хребта Малиновского и на о-ве Карагинском. Породы этого комплекса в основном картировались как ачайваямская и хакинская свиты позднесенонско-раннепалеоценового возраста, наращивающие разрез ватынской свиты. Однако представляется, что эти взаимоотношения являются более сложными. В частности, между нижними

частями разреза вулканогенно-обломочного комплекса и верхними частями кремнисто-вулканогенного комплекса могут существовать фациальные переходы.

Разрез вулканогенно-обломочного комплекса на данной стадии изученности как будто подразделяется на две части. В нижней преобладают глыбовые и очень грубые лаво- и туфобрекчии с отдельными горизонтами лав, а также псаммитовые и псефитовые туфы. По составу вулканический материал достаточно однообразен и представлен плагиоклаз-пироксеновыми и миндалекаменными базальтами и андезито-базальтами. Поскольку основание нижней части разреза нигде неизвестно, мощность его может оцениваться лишь весьма ориентировочно и, видимо, может достигать 300 м и более. Выше толщи глыбовых брекчий в различных районах располагаются пачки, различающиеся по характеру литологии. В одних случаях, как например в верховьях р. Большой Тигиль, выше располагается мощная толща переслаивания грубо-, крупно- и среднезернистых туфогенно-обломочных пород с редкими горизонтами глыбовых брекчий, в других (бассейн р. Ничакваям) – вулканотерригенные пачки, сложенные вулканомиктовыми песчаниками и даже алевролитами с отдельными горизонтами осадочных брекчий и, редко, туфов. По данным А.В. Федорчука, мощность этой верхней части разреза на западном склоне Олжурского хребта может достигать 1–2 км, тогда как на восточном составляет лишь первые сотни метров.

В центральной части Олжурского блока в хребте Майны-Какыйне и юго-восточнее в хребте Хакин вулканогенно-обломочный комплекс представлен лишь толщей глыбовых туфо- и лавобрекчий с редкими горизонтами псаммитовых туфов. Перекрываются же эти породы кремнистой толщей, содержащей прослойки туфогенно-кремнистых пород и отдельные пропластки кремнистых туфов. Эта толща датируется как маастрихт-датская и стратиграфически непрерывно наращивается терригенным разрезом палеогена.

Петролого-геохимические характеристики вулканитов этого комплекса целенаправленно не изучались, однако, судя по рассмотрению разрозненных результатов анализов, они мало отличаются от характеристик меловых вулканитов, с которыми, по сути, объединяются в "Мачевнинский магматический комплекс" [19]. Представляется, что взрывчатый характер вулканогенных продуктов и вулканомиктовый состав обломочных пород, так же как петрологические особенности вулканитов, свидетельствуют об островодужной природе комплекса.

Дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (комплекс глубинных магматических камер островной дуги) составляет целый ряд массивов, в большинстве своем располагающихся вблизи фронта Ватынско-Вывенского надвига, т.е. в Северной фронтальной зоне Олжурского террейна. Они как бы маркируют эту зону, встречаясь на всем ее протяжении от бухты Анастасия на востоке (Итчайваямский массив и ряд более мелких), через верховья рек Ватына и Ачайваям (группа Эпильчикских массивов), к массивам бассейна верховьев

р. Вывенка и далее к западу – к массивам бассейна ее левых притоков и к крупным массивам бассейна р. Ветвей (Гельмозннанский, Сейнавский).

Эти тела представляют собой бескорневые аллохтонные массы, или пластины [4, 3, 53], обычно занимающие наиболее высокое структурное положение в системе покровов Олюторского блока. Массивы эти сложены дунитами, клинопироксенитами и габброидами, находящимися в различных сочетаниях друг с другом, причем в отдельных массивах могут встречаться почти исключительно одна или две разновидности пород. Так, Итчайваямский массив сложен клинопироксенитами и габброидами, причем габброиды тектонически подстилают клинопироксениты [3]; в Гельмозннанском массиве преобладают дуниты, а габброиды как бы оторачивают его. Большое число мелких тел сложено исключительно габброидами.

Большинство массивов имеют тектонические контакты с вмещающими породами и их аллохтонность можно считать доказанной, однако в центральных частях Олюторского блока (Олюторский хребет) существуют массивы с горячими контактами, иногда обладающие кольцевым строением и напоминающие расслоенные интрузии. В этих массивах преобладают габброиды и лишь центральные части сложены клинопироксенитами и дунитами [18]. Подобные массивы можно интерпретировать как формировавшиеся в процессе раскристаллизации и дифференциации расплавов в промежуточных камерах с частичной отсадкой кумулятов. Поскольку исходная магма для таких расплавов отвечает базальтам островодужного типа [19], они должны рассматриваться как принадлежность островодужных комплексов.

Аллохтонные массивы Северной фронтальной зоны имеют сложное строение, обязванное высокой тектонизацией этой зоны. Углубленные петролого-геохимические исследования этих пород лишь начинаются, однако уже сейчас можно сказать, что эти массивы не принадлежат офиолитовой ассоциации, как это недавно считали [3, 53], а представляют собой, видимо, также остатки промежуточных магматических камер, поставивших расплавы островодужных базальтов [34].

Ранее все массивы дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса относились по возрасту к позднему мелу. Однако исследования последних лет показывают, что наряду с позднемеловыми (особенно в пределах Олюторского хребта) имеются палеогеновые массивы (абсолютные определения возраста U-Pb методом, устное сообщение П.К. Кепежинскаса).

Палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс развит в хребте Малиновского, на п-ове Говена и на о-ве Карагинский. Он включает две фациально различные толщи – туфолавовую и туфошлишную.

Туфолавовая толща распространена в хребте Малиновского от широты бухты Южная Глубокая к северу и северо-востоку. Образования этой толщи слагают серию крупных пластин, протягивающихся с юго-запада на северо-восток и опрокинутых на юго-восток.

В разрезах туфолавовой толщи преобладают разнообразные туфобрек-

чий, от глыбовых до мелкообломочных, туфы и пачки алевролитов, а также достаточно протяженные лавовые покровы, мощность которых в отдельных местах может превышать 200 м. По составу среди лав и обломков туфогенных пород резко преобладают базальты и андезито-базальты, реже встречаются андезиты. Подушечная и шаровая отдельности в лавах свидетельствуют об их формировании в подводных условиях. Для описываемой толщи характерна относительно быстрая смена по простиранию одних пород другими. Общая мощность толщи составляет 1500–2000 м.

Туфошлифовидная толща развита преимущественно в северо-западной половине п-ова Говена, а также слагает самое южное его окончание. Удастся условно наметить общую последовательность слоев толщи, учитывая некоторые прямые и косвенные данные [62, 63].

Нижний пакет сложен туфами различной размерности, переслаивающимися с флишоидными пачками туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов; выше располагается пакет ритмичного чередования алевролитов, аргиллитов и туфопесчаников с отчетливыми признаками градиационной слоистости. Завершается же разрез пакетом туфов и туфобрекчий с отдельными покровами базальтовых лав и пачками черных алевролитов и аргиллитов с желтоватыми конкрециями мергелистых песчаников.

На о-ве Карагинский полные разрезы вулканогенно-осадочного комплекса неизвестны, а фациальная изменчивость толщ весьма существенна. Нижней части разреза свойственно широкое развитие туфобрекчий, англомератов, лапиллиевых туфов, базальтовых покровов, иногда характеризующихся подушечной отдельностью, а в верхней части преобладают средне- и мелкообломочные туфы и, как правило, отсутствуют базальтовые лавы.

Петролого-геохимические особенности вулканитов рассматриваемого комплекса изучал И.Р. Кравченко-Бережной. Он установил, что эти вулканиты принадлежат известково-щелочной серии с несколько повышенным щелочностью за счет высоких содержаний калия, что позволяет говорить о шошонитоидной тенденции палеогеновых вулканитов. Кстати, силлы и субвулканические тела шошонитов описаны в бассейне среднего течения р. Пахача. Возраст их не известен. Тем не менее, нельзя исключить возможность принадлежности их к заключительным этапам развития рассматриваемого комплекса. Имеющиеся данные позволяют расценивать палеогеновые вулканиты как типично островодужные, а проявление шошонитоидного тренда, возможно, свидетельствует о возрastaвшей степени зрелости островной дуги.

Возраст вулканогенно-осадочного комплекса можно считать палеогеновым на основании определения среднеэоценовых радиолярий из туфолавовой толщи на южных склонах хребта Малиновского [18] и палеоэоценовых планктонных фораминифер из туфошлифовидной толщи на западном побережье п-ова Говена [63].

Широкое разнообразие типов вулканогенных пород (подушечные и массивные покровы базальтов, андезито-базальтов и андезитов, пирокласты различной размерности от глыбовых брекчий и крупнолапиллиевых пачек до тонких туфов, отдельные пачки осадочных пород с морски-

ми моллюсками), присутствие бентосных и планктонных фораминифер в туфогенных породах и радиолярий в кремнистых породах, выполняющих межподушечные пространства в лавах, – все это более всего напоминает отложения, которые накапливались на вулканических островах и в окружающих водах. Таким образом, как палеогеографическая обстановка, так и петролого-геохимические особенности вулканитов несомненно отвечают островодужным условиям формирования палеогенового вулканогенно-осадочного комплекса.

Палеоген-раннемиоценовый вулканомиктовый терригенный комплекс занимает полосу шириной 20–60 км в центральной части Олюторского блока. Она протягивается в северо-восточном направлении от северо-западной части о-ва Карагинский через Ильпинский полуостров, Тиличикские горы в хребет Майны-Какыйне и далее через бассейн среднего течения р. Пахача в верховья р. Апука. В целом этот комплекс соответствует выделяемой при картировании Ильпинской серии.

Эта полоса распространения вулканомиктового терригенного комплекса как бы отделяет меловые вулканогенные островодужные комплексы на севере и северо-западе Олюторского блока от палеогеновых комплексов хребта Малиновского, п-ова Говена и о-ва Карагинский.

В центральной части этой полосы (хребет Майны-Какыйне), судя по всему, вскрывается основание этого комплекса, представленное толщей вулканических брекчий вулканогенно-обломочного комплекса. В этом районе самая нижняя часть осадочного разреза представлена пачкой несвойственных комплексу туфогенно-кремнистых пород, датируемых маастрихтом – ранним палеоценом (данием) [70]. Мощность этой пачки от первых десятков до 200 м, уменьшение мощности и, вероятно, выклинивание этой пачки происходит с северо-востока на юго-запад, во всяком случае последние ее выходы известны в 25–30 км к северо-востоку от пос. Хаилино, а юго-западнее она нигде не отмечается. К тому же, в достаточно хорошо датированных разрезах Ильпинского полуострова палеоценовые их части имеют терригенный состав [20, 21].

Изучение разрезов вулканомиктового терригенного комплекса (или Ильпинской серии) является отдельной важной проблемой с точки зрения региональной и литолого-фациальной стратиграфии (рис. 44). Первой ее частью (стратиграфией) занимается группа сотрудников ГИНа и СВКНИИ РАН под руководством Ю.Б. Гладенкова. По предварительным результатам этих исследований выясняется исключительно интересный и важный факт существования непрерывного стратиграфического разреза от маастрихта-дания до среднего миоцена. Второй, литолого-фациальный, аспект этой проблемы является практически не разработанным. Однако на основе обобщения материалов геологических съемок и личных впечатлений по нескольким пересечениям можно наметить общую схему литолого-фациального характера вулканомиктового терригенного комплекса как по площади, так и по разрезу.

Основными моментами ее являются: 1) наличие двух крайних типов разрезов в северо-восточной половине полосы рассматриваемого комп-

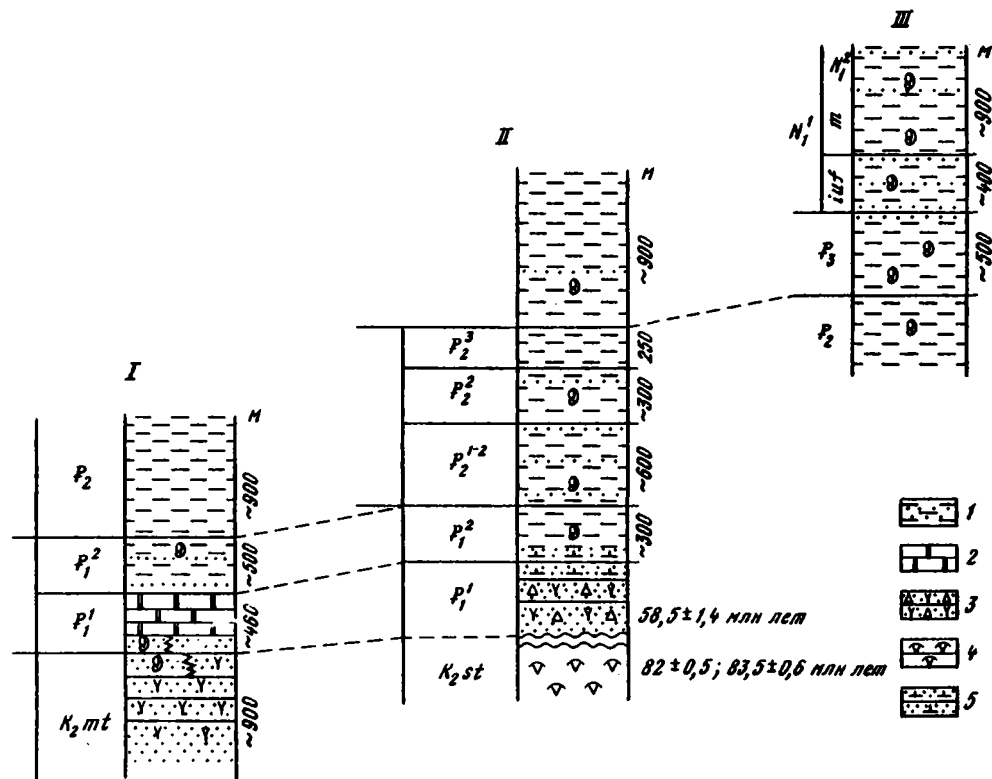


Рис. 44. Сопоставление разрезов Ильпинско-Пахачинского района

I – хребет Майны-Какыйнэ [70]; II – Ильпинский полуостров [20]; III – залив Корфа [21]

1 – алевролиты и песчаники; 2 – кремнистые породы; 3 – туфобрекчии; 4 – базальты и андезиты; 5 – туфы

лекса, один из которых характеризуется относительно большей ролью псаммитового и туфогенного материала в разрезе, а второй – преобладанием алевритового и незначительной ролью туфогенного материала; 2) униформность и преобладание алевропелитового материала в юго-западной половине полосы; 3) постепенное уменьшение количества псаммитового материала вверх по разрезу, характерное для всех типов. Распределение типов разреза по площади представляется вполне закономерным. Так, на северо-востоке полосы разрезы с большей ролью псаммитового и туфогенного материала располагаются в непосредственной близости от площадей, сложенных вулканогенными породами палеогена, т.е. от палеогеновой вулканической дуги (хребет Малиновского), поставлявших как вулканомиктовый терригенный материал, так и туфогенные продукты в процессе осадконакопления; на юго-западе полосы (п-ов Ильпинский, о-в Карагинский) преобладают тонкообломочные породы с незначительной примесью туфогенного материала, что вполне логично увязывается со сменой туфолавовых толщ палеогенового вулканогенно-осадочного комплекса туфошлишсоидными по простиранию к юго-западу от п-ова Говена.

Как можно интерпретировать обстановку, в которой происходило формирование вулканомиктового терригенного комплекса? Прежде всего, очевидно, что это были морские условия, о чем свидетельствуют остатки макро- и микрофауны. Присутствие туфогенного материала и увеличение его количества по направлению к полю развития палеогеновых вулканитов указывает на смежное расположение вулканической дуги этого возраста, а положение поздне меловых вулканитов в основании терригенного вулканомиктового разреза дает основание предполагать, что породы накапливались, вероятно, на террасе и склоне островной дуги. Таким образом, вулканомиктовый терригенный комплекс можно рассматривать как образования осадочной террасы островной дуги.

Группа комплексов глубокоководных желобов и смежных с ними аккреционных призм. В пределах Олюторского блока существуют комплексы, которые могут сопоставляться с отложениями, формирующимися в глубокоководных желобах, а также образования, связанные с аккрецией различных пород вблизи желобов, являющихся поверхностным выражением зон субдукции. Ранее в пределах Олюторского блока подобные комплексы не выделялись. Это стало возможным лишь при анализе результатов полевых исследований на о-ве Карагинский и п-ове Говена в 1981–1986 гг. [18, 88]. Имеющиеся материалы позволяют выделять здесь палеогеновый флишсоидный комплекс, соответствующий отложениям глубокоководного желоба, и комплекс осадочного меланжа, характеризующийся ярко выраженными признаками субдукционных образований (рис. 45).

Палеогеновый флишсоидный комплекс развит в северо-восточной части о-ва Карагинский, а также на побережье Олюторского залива от мыса Говена до долины нижнего течения р. Пахача. Эти отложения слагают серию пластин и чешуй, надвинутых на юго-восток. На о-ве Карагинский выделяемый комплекс включает песчано-алевролитовую,

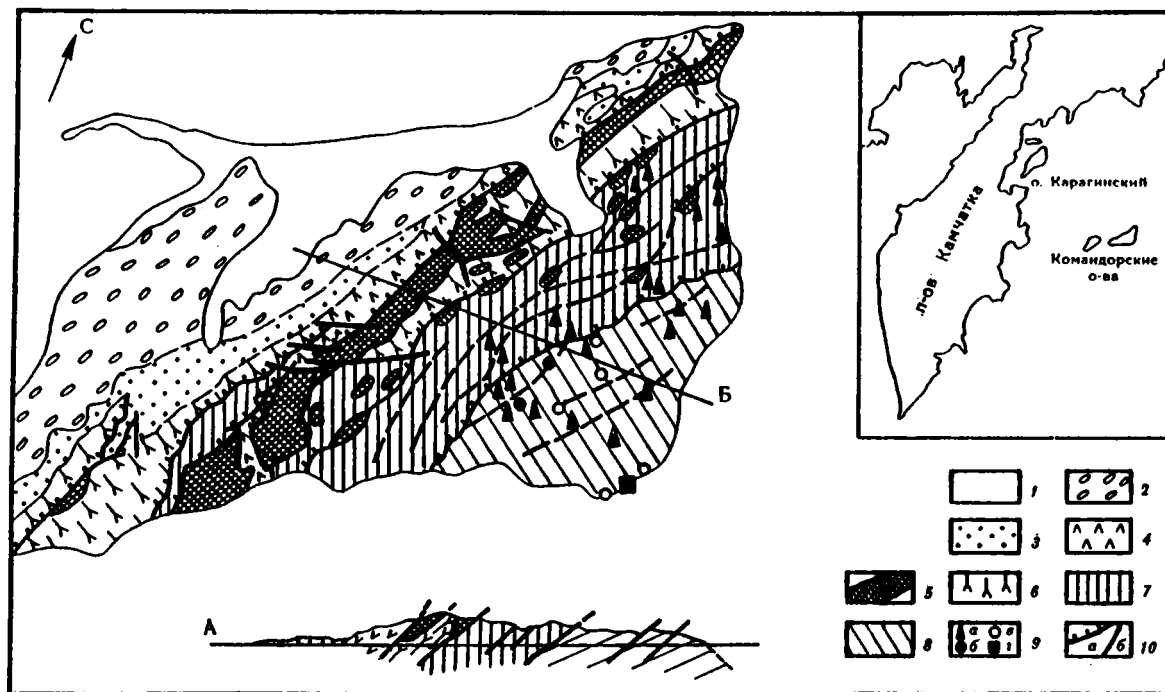


Рис. 45. Геологическая схема о-ва Карагинский

1–8 – отложения и комплексы пород: 1 – рыхлые четвертичные, 2 – плиоцен-позднемиоценовые, 3 – олигоцен-миоценовые моласоидные, 4 – кремнисто-вулканогенные, 5 – офиолитовые, 6 – вулканогенно-обломочные, 7 – флишиидные, 8 – осадочного меланжа; 9 – характеристика вулканитов, олистоплак и линз: а – толенты океанического типа, б – низкокальциевые андезиты островных дуг, в – известково-щелочные островодужные вулканиты, г – шошониты; 10 – разломы: а – надвиги, б – прочие

флишево-алевролитовую, спилит-алевролитовую и алевролитовую толщи, выделенные С.А. Мельниковой в северной половине острова, и аргиллитовую, песчаниковую и песчано-аргиллитовую, закартированные Б.К. Долматовым в центральной его части. Упомянутые исследователи придавали выделяемым толщам нормальную стратиграфическую последовательность, основываясь исключительно на преобладающем "моноклинальном" падении этих осадочных пород на северо-западе. При этом толщи, выделенные на севере и в центре острова, не сбивались между собой.

При наших исследованиях было установлено, что названные толщи в подавляющем большинстве случаев представляют собой, с одной стороны, литологически не выдержанные геологические тела, характеризующиеся фациальными изменениями на довольно коротких отрезках, и с другой – являются крупными пластинами и чешуями, ограниченными конкордантными разрывами. Таким образом, говорить о стратиграфически нарастающих друг друга толщах с общей мощностью около 5000 м нет никаких оснований. Следует подчеркнуть исключительно терригенный характер осадочных пород этого комплекса, источниками формирования которого, судя по составу минералов и обломков пород в псаммитовых разностях, в основном служили вулканические породы, а также кремни и породы офиолитовой ассоциации.

Особое место в составе пород комплекса занимают олистостромовые горизонты, линзы и крупные олистоплаки. Эти образования в целом встречаются на всей площади развития пород флишеидного комплекса, однако несколько большая их концентрация характерна для северо-западной ее части. Мощность олистостромовых горизонтов изменяется от 0,3 до 5–7 м и может существенно изменяться по простиранию. По протяженности эти горизонты составляют от первых десятков метров до первых километров. Преобладающий состав олистолитов – диабазы, базальтовые туфы, базальты, кремнистые породы, серпентиниты, габброиды. Среди крупных олистолитов или олистоплаков встречаются: части эффузивных покровов спилитизированных базальтов часто с подушечной отдельностью, линзовидные блоки серпентинизированных перидотитов и диабазов, пластины кремнисто-вулканогенных пород.

Если относительно серпентинизированных перидотитов, диабазов и кремнисто-вулканогенных пород не существует сомнений в олистостромовой или тектонической природе их появления внутри флишеидного комплекса, то относительно вулканитов высказываются мнения об их нормальном положении в толще терригенных пород. В настоящее время такую возможность исключить нельзя, однако необходимо настоять на безоговорочных фактах, свидетельствующих об олистостромовой природе многих из этих тел. Такими фактами являются: присутствие мелких олистолитов на простирании крупных тел, а также выше и ниже по разрезу от них, незначительные по простиранию размеры тел базальтов при мощности до 50–70 м, отсутствие горячих контактов с матриксом. Большой интерес представляют также петролого-геохимические характеристики вулканитов, слагающих эти крупные тела.

По данным И.Р. Кравченко-Бережного [18], среди пород флишоидного комплекса пока установлены только низкокальциевые базальты (что зависит от количества проб из разных тел), хотя можно с большой долей уверенности предполагать, что присутствуют также низкокальциевые железистые андезиты и известково-щелочные андезитобазальты с высоким содержанием калия. Низкокальциевые толеитовые базальты сопоставляются с базальтами спрединговых зон океанов и малых океанических бассейнов, низкокальциевые андезиты — с породами юных эффузивных островных дуг, а известково-щелочные андезитобазальты — с вулканитами зрелых островных дуг. Эти данные показывают, что среди отложений флишоидного комплекса присутствуют вулканиты, являющиеся индикаторами различных геодинамических обстановок, что также свидетельствует об олистостромовой природе тел, сложенных вулканитами.

Вопрос о возрасте флишоидного комплекса достаточно сложен. Сборы моллюсков при геолого-съемочных работах на побережье Олюторского залива, осуществленные Н.И. Колядой в 1979 г. и определенные Т.Н. Калишевич, по современным данным характерны для диапазона средний эоцен—олигоцен (устное сообщение Ю.Б. Гладенкова). На о-ве Карагинский по данным геолого-съемочных работ Б.К. Долматова с сотрудниками и С.А. Мельниковой с коллегами и результатами тематических исследований [40] флишоидные толщи относились к палеогену и неогену по фауне моллюсков. М.Н. Шапиро и Н.М. Петрина [90] на основании анализа комплексов бентосных фораминифер датируют их маастрихтом (возможно, до дания). Однако следует отметить, что на непрерывном продолжении этих толщ в центральной части острова известны достаточно частые находки моллюсков, которые не встречаются в отложениях древнее эоцена. Из этой же флишоидной толщи в верховьях р. Гнунваям из наших сборов Г.Ю. Аверина определила радиолярии среднего эоцена. Из образцов Н.И. Чамова, собранных в поле распространения флишоидного комплекса в бассейнах рек Кулутуваям, Яклекхиваям и Какукваям, Е.А. Щербинина определила комплекс наннофосилий позднего эоцена. Представляется, что имеющимся фактам можно найти объяснение. Оно состоит в том, что при очень сложном чешуйчато-надвиговом строении флишоидного комплекса в целом в его составе присутствуют литологически мало различимые пластины как позднесенонских, так и палеогеновых отложений.

Преимущественно тонкообломочный состав терригенных пород, типичные флишевые текстуры, абиссальные комплексы наннопланктона (закключение Е.А. Щербининой) свидетельствуют, очевидно, о достаточно глубоководной обстановке их образования. Родовые группы бентосных фораминифер, определенные Н.М. Райковой из коллекции Б.К. Долматова и Н.М. Петриной [цит. по: 90], соответствуют, по свидетельству И.А. Басова (устное сообщение) абиссальным условиям, а некоторые из них встречаются в современных глубоководных желобах. Таким образом, есть справедливые основания предполагать, что формирование флишоидного комплекса могло происходить в условиях глубоководного желоба, сопровождавшего палеогеновую островную дугу.

Комплекс осадочного меланжа слагает прибрежную юго-восточную часть о-ва Карагинский [88] и отдельные небольшие участки на побережье Олюторского залива к юго-западу от устья р. Пахача. Породы этого комплекса очень сильно тектонизированы и состоят из аргиллит-алевролитового матрикса и разнообразных включений. Среди последних имеются обломки и глыбы олистолитов, а также отдельные крупные пластины — олистоплаки. Кроме этого, присутствуют, видимо, очень сильно растащенные будины, восстановление пластов по которым невозможно. Рассеянные обломки и глыбы в развальцованном и рассланцованном матриксе не образуют концентрированных скоплений, количество их может быстро меняться как по разрезу, так и по латерали. По составу среди обломков встречаются: тонкозернистые песчаники, кремнистые породы разнообразной окраски, мергелистые песчаники, туфы, базальты, известняки, очень редко — габброиды. Крупные пластины и чешуи представляют собой, видимо, части чужеродных пакетов. Они сложены переслаиванием серых и зеленых кремнистых пород с алевритистыми песчаниками и отдельными прослоями туфитов и туфов. Некоторые крупные пластины сложены афировыми и иногда порфировыми базальтами с подушечной отдельностью и редко андезитами. По данным И.Р. Кравченко-Бережного, вулканиды принадлежат толеитовой и известково-щелочной сериям. Толеитовые базальты отвечают N-типу базальтов СОХ. Низкокальциевые андезиты толеитовой серии по характеру дифференциации и составу близки вулканикам примитивных островных дуг. Петролого-геохимические характеристики известково-щелочных пород наиболее полно соответствуют образованиям зрелых островных дуг. Это обстоятельство дает основание считать, что в комплексе осадочного меланжа совмещены тела вулкаников, формировавшихся в различных геодинамических обстановках.

Интересны результаты определения макро- и микрофауны. Двустворчатые моллюски, собранные при тематических работах М.С. Маркова, М.Ю. Хотина и Г.П. Борзуновой в 1968 г., по современным данным относятся к эоцен-олигоцену; скелетные остатки бентосных фораминифер определены Н.М. Петриной как маастрихт-датские [90]; остатки планктонных фораминифер, изученные в шлифах из линз и, вероятно, олистолитов (коллекция М.Н. Шапиро, определения профессора А. Де-ла-Торре, Институт геологии и палеонтологии АН Кубы) свидетельствуют о позднемеловом, палеоценовом, палеоцен-эоценовом их возрасте; из олистолитов и крупных пластин кремнистых пород собраны остатки среднеэоценовых радиолярий [18]. Судя по разнообразию датировок, можно думать, что в комплекс осадочного меланжа включены разные породы, представляющие собой чужеродные по отношению к матриксу образования. Таким образом, возраст матрикса не может быть древнее среднего эоцена, а скорее всего является более молодым.

Породы комплекса осадочного меланжа исключительно сильно дислоцированы, формируя опрокинутые на юго-восток изоклинальные складки. Слоистые породы чужеродных пластин также часто образуют лежащие и опрокинутые изоклинальные складки, которые иногда, видимо, формировались при пластичном состоянии осадков.

Тонкообломочный характер терригенных пород матрикса, встречающиеся среди них линзы и прослои чистых кремнистых пород с радиоляриями, а также абиссальные комплексы наннопланктона позволяют предполагать глубоководную обстановку их формирования, что подтверждается присутствием в толще вулканитов характерного океанического типа. Однако в этом "океаническом" матриксе заключены тела и несомненных островодужных вулканитов. Подобное сонахождение в составе одного комплекса океанических и островодужных пород и разновозрастность включенных фрагментов обусловлены, видимо, тектоническим сближением формаций, принадлежащим различным палеогеографическим областям, что свойственно только аккреционным образованиям. Таким образом, комплекс осадочного меланжа, формировавшийся в глубоководных условиях и испытавший в дальнейшем тектоническую имплантацию пластин и блоков, которые образовались в иной палеогеодинамической обстановке, более всего напоминает образования типа субдукционного меланжа [69].

Группа комплексов активных континентальных окраин. К этой группе относится лишь один комплекс.

Позднемиоцен-раннечетвертичный вулканический пояс (Апукско-Вывенский) протягивается от верховьев р. Апуки через бассейн р. Пахача, низовья р. Вывенка и далее прослеживается на Камчатском перешейке. Эти практически недеформированные субазральные вулканиты наложены на складчатые структуры Олюторского блока. Недавно эти вулканиты были детально изучены П.К. Кепежинским [29]. В их составе преобладают андезиты и андезито-базальты известково-щелочной и толеитовой серий, формирующие субгоризонтальные покровы. Эти породы, имеющие подкоровое происхождение, сформировались на большом протяжении пояса (на Камчатском перешейке и вплоть до бассейна р. Пахачи) за счет субдукции океанической коры под литосферу Корякии и Северной Камчатки. Выход на поверхность связанной с поясом сейсмофокальной зоны трассируется по оси отрицательной гравитационной аномалии, протягивающейся (по данным Н.В. Устинова) вдоль восточного побережья Камчатки и Южной Корякии от Олюторского залива на севере до п-ова Озерного на юге. Аномалия интерпретируется как структура глубоководного желоба, засыпанного терригенными осадками мощностью до 4 км.

Группа рифтогенных комплексов. К рифтогенным комплексам следует отнести два типа вулканогенных образований, первый из которых развит в пределах собственно Апукского грабена, а второй формирует значительно меньшие по размерам грабенообразные структуры, расположенные на Олюторском полуострове.

Плиоцен-раннечетвертичный комплекс толеитовых и известково-щелочных вулканитов с "океанической" спецификой (Апукский) в целом по своему внешнему характеру и составу как будто является продолжением вулканического пояса, прослеживаемого от Камчатского перешейка. Однако детальные петролого-геохимические исследования в его пределах [29] показывают, что

вулканыты Апукского грабена по своим характеристикам могут сопоставляться с вулканытами интрадуговых рифтов. Кроме того, они содержат глубинные включения (ксенолиты), представленные перидотитами, оливиновыми габбро-норитами и троктолитами, которые могут рассматриваться как фрагменты зоны перехода от верхней мантии к низам океанической коры. Это резко отличает их от известково-щелочных вулканытов собственно пояса, которые содержат совершенно иные глубинные включения (гранулиты), свидетельствующие о существовании участков коры, близкой по типу к континентальной. Рифтогенная природа апукских вулканытов подтверждается также тем обстоятельством, что поле их развития располагается непосредственно на продолжении позднекайнозойской оси спрединга Командорской впадины [10].

Комплекс контрастных вулканытов и их туфов выполняет небольшие грабенообразные структуры. Они залегают либо субгоризонтально, либо слабо наклонно вблизи тектонических нарушений. В толще присутствуют эффузивные покровы подушечных или массивных базальтов и их туфов, андезито-базальты и андезиты, фельзиты и риолиты. Многочисленны прослои и пачки различных вулканических breccий, иногда туфов и спекшихся кислых туфолов. В туфах и даже грубых туфобрекчиях часто встречаются растительные остатки, раковины устриц, гастропод, нижних частей морских лилий. Эта толща резко несогласно залегает на меловых базальтах океанического комплекса и с разрывом перекрывается конгломератами и песчаниками плиоцена.

* * *

Особенности тектоники олюторского блока. Здесь будут рассмотрены лишь главнейшие черты тектонического строения Олюторского блока и те его особенности, которые являются определяющими при анализе истории формирования и развития этого блока.

Необходимо отметить, что кажущаяся симметричность строения Олюторского блока, выраженная приуроченностью более древних (меловых) комплексов, с одной стороны, к западной границе, и, с другой к Олюторскому хребту, который ограничен с востока морем, и создающая впечатление как бы "бортов" блока, не подтверждается строением этих частей. Современные данные позволяют выделять в пределах Олюторского блока следующие районы (рис. 46): 1) Фронтальную зону покровно-чешуйчатого строения, протягивающуюся вдоль ограничивающего Олюторский блок с севера Ватынско-Вывенского надвига; 2) Восточный район (или район Олюторского хребта) с относительно более жесткой структурой, торцово причленяющийся на севере к Фронтальной зоне (с юга к Олюторскому хребту также торцово причленяется структура Олюторского полуострова); 3) Апукский грабен северо-восточной ориентировки, отделяющий Восточный район от Западного и затухающий на севере уже практически в пределах Фронтальной зоны; 4) Западный район, имеющий сложное строение. Последний конкордантно причленяется к Фронтальной зоне и подразделяется на следующие субпараллельно расположенные зоны: Ильпинско-Пахачинскую с преимущественным развитием палеоген-

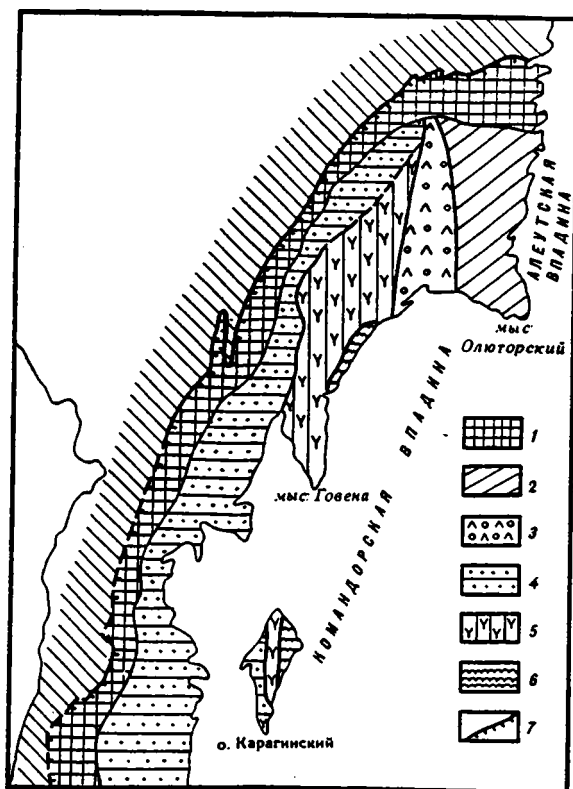


Рис. 46. Схема тектонического районирования Олюторского террейна

Зоны: 1 — Фронтальная, 2 — Восточная (Олюторский хребет), 3 — Апукский грабен, 4 — Ильпинско-Пахачинская, 5 — Говенско-Карагинская, 6 — аккреционная призма, 7 — Укэляятская

раннемиоценового осадочного комплекса, Говенскую в основном вулканогенную палеогеного возраста и Карагинскую зону аккреционной призмы. В основном на образования Ильпинско-Пахачинской зоны наложены почти недеформированные субазальные плиоцен-раннечетвертичные вулканы Апукско-Вывенского пояса.

Фронтальная зона ограничивает весь Олюторский блок. Ее структура определяется прежде всего региональным Ватынско-Вывенским надвигом протяженностью более 500 м. Именно по этому надвигу Олюторский блок тектонически перекрывает область распространения Укэляятского флиша. Судя по многим наблюдениям, поверхность надвига достаточно полого падает на юг, юго-восток, а в некоторых местах образования Фронтальной зоны залегают на флише субгоризонтально [4, 3, 12]. В пределах Фронтальной зоны преимущественно развиты толщи меловых островодужных и океанических комплексов, слагающие крупные полого залегающие или субгоризонтальные чешуи. Именно покровно-чешуйчатая структура, в целом согласная с положением Ватынско-Вывенского надви-

га, является главной особенностью строения Фронтальной зоны. Границами раздела между наиболее крупными покровами и чешуями служат прежде всего поверхности срыва между комплексами океанических базальтов и кремнистых пород осадочного чехла, между кремнисто-вулканогенным и вулканогенным островодужными комплексами, а также между ними и пластинами дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. На западе, в бассейне р. Ветвей, подобные дунит-клинопироксенит-габбровые пластины аллохтонно располагаются на породах кремнисто-вулканогенного комплекса или непосредственно на терригенном Укэлятском флише и в свою очередь перекрываются чешуями кремнистых пород. На севере, в бассейнах рек Ильпи, Итчайваям, Ватына, они занимают наиболее высокое структурное положение.

Величина горизонтального перекрытия Фронтальной зоны Укэлятского флиша исходя из реальных геологических фактов (тектонические окна флиша [12]) оценивается в 8–10 км. Геофизические данные о существовании в бассейне правобережья р. Ватына резкого магнитного градиента (так называемый Ватынский разлом [17]) могут интерпретироваться как граница субгоризонтального положения Фронтальной зоны на флише, и в этом случае величина перекрытия будет составлять 40–45 км.

Восточный район (или район Олюторского хребта) включает Олюторский полуостров, все левобережье рек Апуки и Ачайваями и побережье Берингова моря (Алеутской котловины) вплоть до бухты Глубокой на севере, где по крупному, очень хорошо геоморфологически выраженному разлому по р. Аниваям Восточный район причленяется к Фронтальной зоне. Практически по долине р. Апука на юге, а севернее – по долине р. Ачайваям проходит крупный разрыв, прекрасно дешифрируемый по космическим и аэрофотоснимкам, который отделяет Восточный район от узкого Апукского грабена. В строении Восточного района выделяется несколько главнейших элементов, которые определяют основные особенности его структуры. Однако до начала их характеристики необходимо сделать одно важное замечание, касающееся самой общей ориентировки складчатых и разрывных структур района. Дело в том что в целом они совпадают с простиранием Олюторского хребта, который протягивается в северо-северо-восточном направлении. Подобная ориентировка структур резко не согласуется с их направлением во Фронтальной зоне, в результате чего эффект торцового их сочленения выражен очень резко. Столь же резкое отклонение отмечается между субширотными структурами Олюторского полуострова и субмеридиональными Олюторского хребта.

В генерализованном плане Восточный район включает три главнейших структурных элемента, тектонически наложенных друг на друга, надвиговые границы между которыми ориентированы субмеридионально (север-северо-восток).

Наиболее низкое структурное положение занимает тонкообломочный терригенный олистостромовый комплекс, слагающий узкую, иногда прерывистую полосу от бухты Большой Тигиль на юге до южного берега бухты Глубокая на севере. Преимущественно алевролит-аргиллитовая толща содержит, как говорилось, кроме олистолитов, крупные блоки и

олистоплаки весьма разнообразных и разновозрастных пород, относящихся как к океаническому, так и к островодужному типам. Картина строения олистостромового комплекса, складчатые структуры которого имеют северо-восточное простирание, осложняется широким распространением относительно небольших клиппов, останцов субгоризонтально залегающего на олистостромовом комплексе тектонического покрова, начинающегося тут же чуть западнее. Этот тектонический покров и представляет собой второй структурный элемент (или средний покров) Восточного района. Слагающие его породы кремнисто-вулканогенного, вулканогенного и вулканогенно-обломочного комплексов островодужного типа занимают преимущественно восточные склоны Олюторского хребта и самый север Олюторского полуострова. Разобраться в структурах этого покрова весьма трудно из-за практического отсутствия стратиграфических разработок, обилия плохо документируемых горизонтальных срывов и фациальной изменчивости островодужных толщ. Третий (верхний структурный элемент Восточного района) слагает западные склоны Олюторского хребта от бассейна верховьев р. Аниваям до нижнего течения р. Апука, не распространяясь на территорию Олюторского полуострова. За исключением отдельных небольших по площади чешуй этот элемент сложен толщами мелового вулканогенно-обломочного комплекса. Эти толщи также разбиты на ряд тектонических пластин. Складчатые структуры в пределах этих пластин крупные, относительно пологие ($30-40^\circ$), имеют субмеридиональное—север-северо-восточное простирание. В большинстве случаев в связи с существованием продольных молодых разрывов на площади наиболее ярко выражены обширные моноклинали. Весьма многозначительным элементом в структуре этого верхнего покрова является тектоническое окно в долине р. Ничакваям, в котором выходит толща истощенных базальтов океанического типа [19]. Представляется, что породы океанических комплексов в бассейне р. Ничакваям слагают самостоятельную чешую в составе пакета чешуй и пластин верхнего тектонического покрова.

Таким образом, если сравнивать Фронтальную зону и Восточный район, то при принципиальном сходстве их покровного строения, наиболее заметными отличиями будут: различная современная ориентировка тектонических покровов, более жесткая и простая структура покровов Восточного района при мелкочешуйчатом их строении во Фронтальной зоне.

С юга к Олюторскому хребту торцово причленяются структуры Олюторского полуострова, сложенные в основном комплексом обогащенных базальтов типа базальтов океанических поднятий на трансформных разломах. Эти образования формируют отчетливый пакет тектонических покровов. Надвиговые плоскости в целом конкорданты с широтным простиранием вулканических толщ и в приповерхностных частях падают на север под углом $30-40^\circ$. Некоторый разворот надвиговых поверхностей отмечается только в восточной прибрежной части полуострова, где простирание надвигов становится параллельным молодому разрыву на шельфе. Этот разрыв ограничивает восточный прямолинейный отрезок

побережья, очень ярко отражающийся на космическом снимке. Район непосредственно торцового сочленения структур хребта и полуострова затушеван наложенной рифтогенной структурой, проходящей в северо-восточном направлении вдоль борта лагуны и долины р. Ковача.

Апукский грабен имеет четкое прямолинейное ограничение на востоке в виде Апукского разлома, проходящего непосредственно по долинам рек Апука и Ачайваям. Западное ограничение более сложное, имеющее, видимо, ступенчатое строение; оно приурочено к бассейну правобережья р. Пахача. На севере происходит постепенное затухание этой структуры в пределах Фронтальной зоны. Наиболее характерными образованиями в пределах грабена являются плиоцен-раннечетвертичные вулканогенные породы, изученные недавно П.К. Кебезинским (1987 г.). Они подразделяются на две толщи, нижняя из которых несколько деформирована и сложена пачками вулканитов с прослоями осадочных пород, а верхняя — горизонтально залегающими базальтами, андезито-базальтами и андезитами. Петролого-геохимическая специфика этих вулканитов, так же как и содержащихся в них глубинных включений, свидетельствует об их мантийном происхождении. Это дает основание предполагать, что природа Апукского грабена рифтогенная.

Западный район, располагающийся к западу от Апукского грабена, составляет как бы единое целое с Фронтальной зоной, обладая в целом параллельными с ней крупными структурными элементами (зонами). К юго-востоку от Фронтальной зоны последовательно различаются: Ильпинско-Пахачинская, Говенская и Карагинская зоны (структурные элементы).

Ильпинско-Пахачинская зона протягивается от восточного побережья Камчатского перешейка через п-ов Ильпинский в бассейн нижнего течения р. Вывенка и далее в бассейн правых притоков р. Пахача. От Фронтальной зоны она отделяется системой кулисообразных разрывов часто надвигового характера, падающих на юго-восток. Границей с Говенской зоной также служат разломы, по которым слагающие ее толщи надвинуты на породы Ильпинско-Пахачинской. Почти вся площадь этой зоны сложена палеоген-раннемиоценовым терригенным комплексом, породы которого формируют в целом крупную синклинальную структуру, выклинивающуюся к восток-северо-востоку. Северный борт этой структуры осложнен узкими антиклинальными складками, иногда опрокинутыми к север-северо-западу, и более пологими синклинальными. В хребте Майны-Какыйне на протяжении около 100 км на поверхность выведено основание терригенного комплекса, представленное вулканогенно-обломочными островодужными образованиями, перекрытыми ярко выраженным пакетом кремнистых туффитов маастрихта-даниа. Продольные надвиги, падающие на юго-юго-восток, и различные диагональные разломы осложняют строение этой зоны.

Говенская зона прослеживается от бассейна среднего течения р. Пахача, слагая хребет Малиновского, п-ов Говена и отмечается на о-ве Карагинский. Она сложена исключительно комплексом палеогеновых вулканогенных пород. Если северо-западная ее граница определя-

ется достаточно однозначно по упомянутой системе надвигов, то юго-восточная может приниматься лишь условно, поскольку переход к Карагинской аккреционной призме на юго-восточных склонах хребта Малиновского происходит по достаточно широкой зоне субпараллельных надвигов, падающих на северо-запад, т.е. в обратном направлении, чем по границе с Ильпинско-Пахачинской зоной. Наиболее характерной чертой структуры Говенской зоны является веерообразное расположение и надвигов и ориентировки вергентности складок. Однако указанная веерообразность не симметрична — опрокинутость их в юго-восточной части более выражена, часто отмечаются лежащие опрокинутые складки, особенно при приближении к Карагинской зоне.

Карагинская зона, представляющая собой типичную аккреционную призму, наиболее полно представлена на о-ве Карагинский. Ее строение характеризуется последовательным поддвигом друг под друга разнородных пластин и чешуй. В качестве западной границы аккреционной призмы можно рассматривать контакт офиолитового комплекса, породы которого в одних случаях пододвинуты под расположенные к западу меловые островодужные вулканиты, в других — могут перекрывать их по пологим надвигам. В центральной части острова офиолиты образуют опрокинутую на восток синформу [19]. К востоку от офиолитов располагаются падающие под них пластины и чешуи вулканогенно-осадочного комплекса маастрихт-датского возраста островодужной принадлежности, а далее к востоку — палеогеновый флишoidalный комплекс, отвечающий, вероятно, отложениям глубоководного желоба. Флишoidalная толща очень интенсивно дислоцирована с образованием опрокинутых на восток изоклинальных складок и чешуйчатых надвигов. Крайнее юго-восточное положение занимает комплекс осадочного меланжа вероятно постсреднеэоценового возраста, который, в свою очередь, пододвинут под флишoidalную толщу. Породы комплекса осадочного меланжа исключительно сильно тектонизированы, аргиллит-алевролитовая матрица превращена в сильно рассланцованную массу с удивительно выдержанным северо-западным падением слоистости и сланцеватости. Таким образом, в структуре Карагинской зоны выделяются тектонические совмещенные комплексы, образованные в различных геодинамических обстановках, при этом относительно более древние из них находятся структурно выше, чем молодые. Подобное строение более всего отвечает структурам, формирующимся вблизи зоны поддвига океанических плит, именуемых обычно аккреционными призмами.

* * *

Вопрос о возрасте складчатых деформаций в Олюторском блоке отнюдь не является простым. Мы не будем рассматривать здесь эволюцию представлений об этом вопросе, однако напомним, что в монографии по Корякскому нагорью [17] отмечалось, что в Олюторской зоне угловые несогласия существуют между позднемеловыми и олигоценовыми отложениями, поскольку из разреза выпадают отложения палеоцена и эоцена, а также между нижним и средним миоценом. Последующие исследования

и уточнения палеонтологических датировок установили, что как палеоценовые, так и эоценовые породы развиты в Олюторском блоке достаточно широко [62, 63, 8] и говорить об угловом несогласии на основании их "выпадения из разреза" нет оснований. Стратиграфические исследования на п-ове Ильпинском [20] показали, что разрез осадочного палеогена является достаточно полным, а последние наблюдения в хребте Майны-Какские дали материал по нескольким группам фауны и микрофауны, свидетельствующий о непрерывном стратиграфическом разрезе всего палеогена, нижнего и низов среднего миоцена (устное сообщение Ю.Б. Гладенкова). Пока остаются некоторые неясности относительно существования стратиграфического перерыва между поздним мелом и ранним палеоценом, однако говорить об угловом несогласии между отложениями этого возраста вряд ли приходится. Недавно, анализируя материал по стратиграфии верхнего кайнозоя Олюторского блока, А.Ю. Гладенков [18] показал, что региональное несогласие приурочено к среднему миоцену.

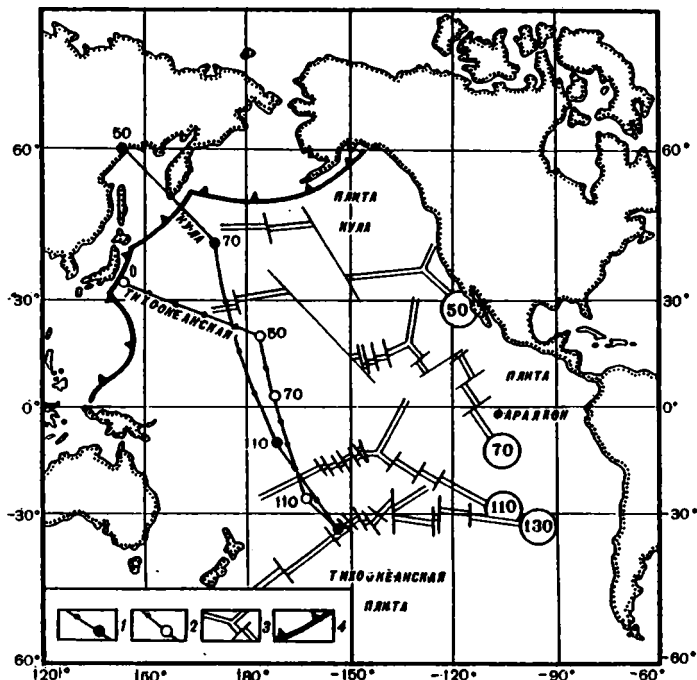
Наблюдения за складчатыми деформациями в породах различного возраста показывают, что хотя и имеются определенные различия в степени дислоцированности, скажем, раннепалеогеновых и раннемиоценовых отложений, но они (различия) всегда могут быть объяснены либо разной компетентностью толщ, либо сопоставлением структур из различных частей Олюторского блока, по-разному деформированных вследствие своего положения во внутренних или внешних частях блока. Примеры интенсивной смятости раннемиоценовых отложений многочисленны, однако наиболее существенно то, что они вместе с палеогеновыми толщами участвуют в строении одних и тех же структур и на значительных участках могут перекрываться тектоническими покровами, сложенными более древними породами. Из всего приведенного материала вытекает, что основные деформации в пределах Олюторского блока произошли в среднем миоцене и характеризовались как складчатыми дислокациями, так и субгоризонтальными перемещениями тектонических пластин.

Глава 3

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЗАПАДНОГО БЕРИНГОВОМОРЬЯ

Изложенные выше данные по геологии Западно-Беринговоморского региона позволяют предполагать, что в истории формирования складчатого обрамления глубоководных впадин Берингова моря можно выделить два крупных этапа: первый – до заложения Алеутской островной дуги и второй – после начала ее формирования. Однако оба эти этапа характеризовались двумя основными процессами, происходившими достаточно далеко друг от друга.

Один из них – формирование окраинно-континентальных вулканических поясов, второй – образование и развитие энсиматических островных дуг, выдвинутых в океан. Таким образом, можно считать, что на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории Берингоморья проис-



1, 2 – траектории движения плит (шаг равен 10 млн лет): 1 – Кула, 2 – Тихоокеанской; 3 – положения осей спрединга на различных этапах; 4 – зона субдукции

Для восстановления положения этих чужеродных блоков в различные этапы геологической истории необходимо знать направление и скорости перемещения плит Пацифики относительно Евразии. М.В. Кононов выполнил соответствующие расчеты на основании данных по кинематике, палеомагнетизму и траекториям движения плит над горячими точками и построил соответствующий график (рис. 47). Согласно этому графику плита Кула до 70 млн лет перемещалась относительно Евразии на северо-северо-запад, а между 70 и 50 млн лет – на северо-запад. За это время скорость ее движения относительно Евразии менялась незначительно и составляла в среднем 16,5 см/год. Тихоокеанская плита вначале двигалась на северо-запад (до 110 млн лет), а затем на север (110–42 млн лет), после чего изменила направление движения на запад-северо-западное. По данным М.В. Кононова, средние скорости сближения Тихоокеанской и

Евразийской плит в указание промежутки времени составляли соответственно 6,7, 8,3, 7,8 см/год. Таким образом, за последние 110 млн лет океанические плиты Кула и Тихоокеанская постоянно сближались с континентальной Евразийской плитой, причем их движение в целом происходило в северо-западном направлении.

Траектория движения плит на графике является как бы рельсами, вдоль которых происходило перемещение чужеродных блоков. Следуя этим рельсам и используя возраст деформаций, соответствующих приращению блоков, как точку отсчета времени "вспять", можно восстановить прежнее положение блоков в акватории Тихого океана [33].

Как уже говорилось помимо вулканоплутонических поясов активной окраины Евразии существовали выдвинутые в океан островные дуги, которые преграждали путь двигавшимся на океанических плитах блокам. Несмотря на то что скорость движения плиты Кула по отношению к Евразии известна (16,5 см/год), рассчитать скорость сближения промежуточного океанического бассейна ни с Евразией, ни с Тихим океаном нельзя. В тылу выдвинутых островных дуг существовали спрединговые задуговые бассейны. В связи с этим можно считать, что выдвинутые в океан островные дуги оставались по отношению к Евразии практически неподвижными и, пока шел задуговый спрединг, "принимали на себя" всю субдукцию океанической плиты [66]. Аналогом подобной ситуации может быть обстановка в Филиппинском море. Раскрытие задугового бассейна компенсировалось субдукцией под Евразию. Когда же задуговый спрединг прекращался, немедленно начиналось быстрое сближение островных дуг и активной окраины Евразии, завершавшееся их столкновением.

Подтверждением тому, что чужеродные блоки находились вдали от своего теперешнего местоположения, являются, с одной стороны, палеонтологические данные, касающиеся в основном Эконайского блока, а с другой – первые палеомагнитные определения для пород различного возраста в пределах Олюторского блока [66, 88]. Оценку палеомагнитных данных применительно к палинспастическим реконструкциям мы приведем ниже при восстановлении истории развития структур соответствующего возраста.

Рассмотрение ситуации в начальные этапы, предшествовавшие собственно формированию складчато-покровного обрамления глубоководных впадин Берингова моря, логично начать с того времени, когда начал действовать Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс. К этому моменту (105 млн лет) уже закрылся Аннойский океан в результате столкновения Чукотского и Евразийского континентов [55]. Кроме этого, к Евразии были приращены чужеродные блоки – Пенжинский, Усть-Бельский, Ваежский, Пекульнейский и Канчаланский, заклинившие зону субдукции Удско-Мургальской дуги [66]. Результатом этих процессов было возникновение новой зоны поддвига, над которой особенно активно с альба начался вулканизм Охотско-Чукотского пояса. Следует заметить, что в предальбское время южнее пояса в пределах Пацифики существовала Майницкая островная дуга, во фронте которой

поглощалась океаническая кора плиты Кула, но в конце раннего мела произошло ее столкновение с Эконайским блоком, в результате чего заклинивается зона поддвига и возникает единый Майницко-Эконайский блок уже в составе плиты Кула. Таким образом снимается "преграда" перед быстрым (16,5 см/год) продвижением плиты Кула к активной окраине Евразии, в результате чего и активизируются вулканические процессы в Охотско-Чукотском поясе.

Проблема времени заложения Ватынско-Бауэрской дуги пока не может считаться полностью решенной. Однако присутствие туфогенного материала в коньяк-сантонских силицитах [19], перекрывающих толеитовые океанического типа базальты Гытына и соответствующих, видимо, осадочному чехлу бассейна окраинного моря, а также определение коньяк-сантонских радиолярий в прослоях кремней толщи подушечных базальтов известково-щелочного состава в районах бухт Петра и Павла (устное сообщение А.Н. Сухова) косвенно свидетельствуют о существовании островной дуги уже в коньяк-сантонское время. Возникновение новой островной дуги на пути движения плиты Кула к окраине Евразии в целом совпадает со спадом вулканической активности в пределах Охотско-Чукотского пояса, поскольку взаимодействие плиты Кула с Ватынско-Бауэрской дугой существенно компенсировало ее сближение с Евразией. Действительно, турон-маастрихтские риолиты и игнимбриты распространены в Охотско-Чукотском поясе лишь спорадически.

На реконструкции Ватынско-Бауэрская дуга нанесена на расстоянии примерно 2000 км от Евразии (рис. 48). Приблизительно такой путь она должна была проделать, двигаясь с плитой Кула, за 30 млн лет. Результаты первых палеомагнитных определений по маастрихтским туфам о-ва Карагинский указывают на их формирование на 40° северной палеошироты [88]. Следует напомнить, что океанические базальты Олюторского полуострова, соответствующие по составу базальтам океанических поднятий, характеризуются сложной покровно-чешуйчатой структурой с южной вергентностью надвигов и примыкают к островодужным образованиям по резкой тектонической границе. Судя по палеомагнитным данным, это океаническое поднятие в кампане находилось южнее Ватынско-Бауэрской дуги. Его приращение к дуге произошло позже уже в новой обстановке, возникшей в маастрихтском веке.

Именно в маастрихте происходят важные события, начавшиеся с приращения Майницко-Эконайского блока к активной окраине Евразии. Это хорошо доказывается фактом "запечатывания" покровов в этом блоке маастрихтскими отложениями.

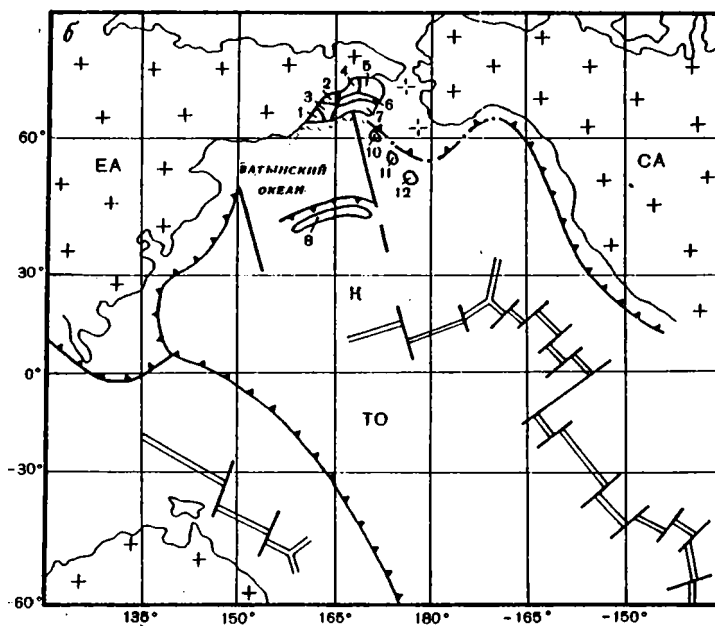
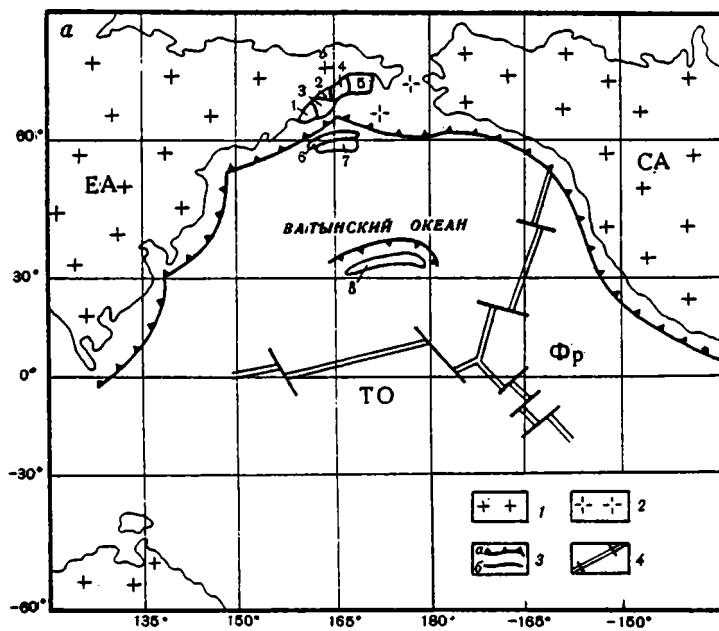
Рис. 48. Палинспастические реконструкции Западного Беринговоморья на 85 (а) и 65 (б) млн лет [66]

Условные обозначения к рис. 48, 49

1, 2 — континентальная кора: 1 — над уровнем моря, 2 — под уровнем моря;
3 — зоны субдукции: а — активные, б — затухающие; 4 — оси спрединга

Плиты: К — Кула, ТО — Тихоокеанская, Фр — Фараллон, ЕА — Евразийская,
СА — Северо-Американская

Пояснения 1—14 — см. на рис. 40



Характер складчато-покровной структуры Майницко-Эконайского мегаблока, хотя и затушеванный предварительным столкновением Майницкого и Эконайского блоков, характеризуется южной вергентностью складчатых и разрывных нарушений, что, как мы знаем, отличает их от структур фронтальной части Олюторского террейна, где вергентность является противоположной, северной. В результате этого приращения произошло заклинивание зоны поддвига Охотско-Чукотского пояса и, как следствие, возникновение новой зоны поглощения океанической коры к востоку от приращенного Майницко-Эконайского блока. Соответственно, начала формироваться новая позднемаастрихт-палеогеновая активная континентальная окраина. Процесс заклинивания зоны субдукции и перескок ее в новое положение, видимо, повлияли на ситуацию в области выдвинутой в океан Ватынско-Бауэрской дуги. Это отмечается, прежде всего, отмиранием зоны субдукции к северу от дуги и временным прекращением активной вулканической деятельности в дании-палеоцене, отраженном в формировании кремнистой толщи инетываемской свиты (хребет Майны-Какыйнэ). Однако вскоре, вслед за этим, образуется новая зона поддвига, но уже с юга под западную – Ватынскую часть островной дуги, и на ватынском основании начинается формироваться Говенско-Карагинская дуга. Восточная же ее часть – Бауэрская, была отсечена трансформным разломом (рис. 49) и начала перемещаться к северу вместе с восточной половиной плиты Кула [254]. В маастрихте, палеоцене и начале эоцена субдукция под Евразию происходила только к востоку от трансформного разлома, отсекавшего Бауэрскую часть дуги и подходившего на севере к новообразованной окраине Евразии. В результате этого образовалась Анадырско-Бристольская часть палеогенового окраинно-континентального вулканического пояса [66]. Вероятно, в первой половине палеогена с юга к Говенско-Карагинской дуге приближается участок океанического поднятия, который затем приращивается к ней, формируя структуры современного Олюторского полуострова.

В эоценовую эпоху (рис. 49) происходит существенное изменение обстановки на севере Тихоокеанского региона. Прежде всего, вследствие заклинивания зоны субдукции чужеродными блоками (Умнак, Наваринский и Прибылова) [249], прекращается вулканизм в анадырской части вулканического пояса и формируется новая, принципиально отличающаяся зона субдукции уже между Тихоокеанской плитой и отшнурованной частью плиты Кула. Над этой зоной поглощения возникает Алеутская энсиматическая островная дуга. Таким образом оформляется Алеутская глубоководная впадина Берингова моря, которая, по сути, представляет собой отгороженную часть океанической коры Пацифики [230]. Она несет в себе также неактивную бауэрскую часть бывшей Ватынско-Бауэрской дуги с характерным дугообразно изогнутым подводным хребтом, который с севера и северо-востока окаймляется структурой засыпанного осадками желоба.

Возможно одновременно с отмиранием активной окраины на востоке Евразии начинается подвиг океанической коры на западе, отмеченный

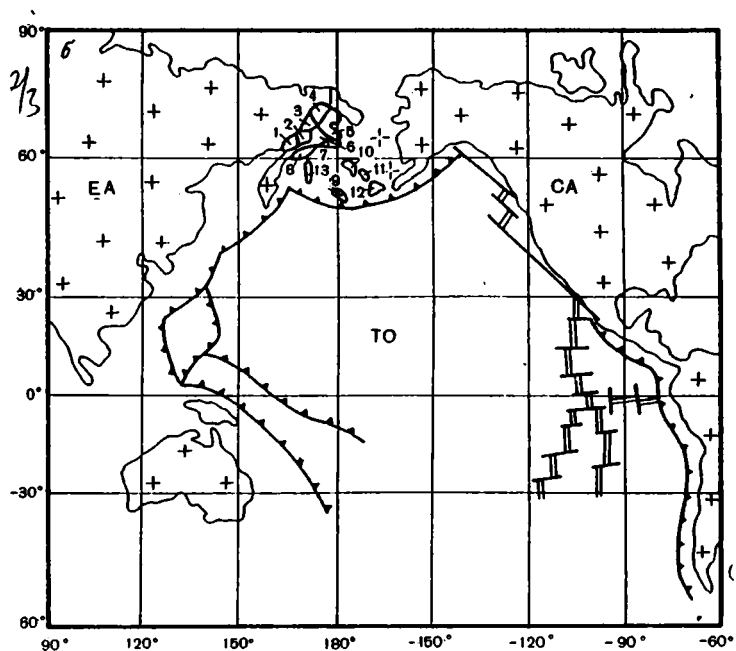
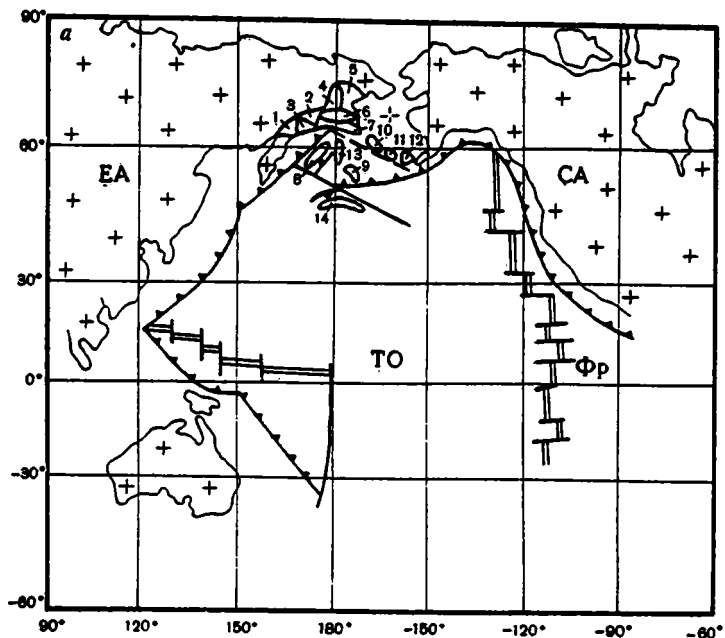


Рис. 49. Палинстастические реконструкции Западного Беринговоморья на 40 (а) и 15 (б) млн лет [66]

Условные обозначения см. на рис. 48

формированием Западно-Камчатско-Корякского отрезка палеогенового окраинно-континентального пояса. В результате этого продолжалось перемещение Ватынского отрезка дуги с наложенной на него Говенско-Карагинской дугой к северу, тогда как Бауэровский отрезок, вошедший уже в состав Северо-Американской плиты, остался на месте.

Второе важнейшее событие в северной Пацифике произошло примерно 43 млн лет назад [33]. В это время изменилось направление движения Тихоокеанской плиты по отношению к Евразии с северо-северо-западного на запад-северо-западное, устанавливаемое, в частности, по колленообразному изгибу Гавайско-Императорского хребта. Закономерным следствием этого явилось отмирание старого субмеридионального трансформного разлома и заложение нового, протягивающегося параллельно современной гряде Командорских островов. Возможно, что именно эта перестройка на рубеже эоцена и олигоцена дала толчок началу формирования сложной аккреционной призмы о-ва Карагинский [88], на что указывает возраст метаморфизма зеленых сланцев по породам комплекса параллельных даек.

Одним из очень серьезных вопросов, связанных с палеогеновой историей формирования покровно-складчатого обрамления глубоководных впадин Берингова моря, и в особенности Командорской впадины, является проблема Командорских островов. Если считать, что они заложились в эоцене непосредственно на продолжении Алеутской дуги, то не могут быть удовлетворительно объяснены ни эоцен-раннемиоценовый известково-щелочной вулканизм Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального пояса, ни палеогеновый вулканизм Говенско-Карагинской дуги, ибо зона поглощения тихоокеанской коры располагалась бы в таком случае непосредственно к югу от них. Выше было показано, что по достаточно большому количеству признаков Командорские острова могут рассматриваться как чужеродное островодужное образование на гетерогенном фундаменте, возможно составлявшее единое целое с Восточными полуостровами Камчатки.

Если это так, то первые результаты палеомагнитных исследований по палеогеновым породам Командорских островов и Камчатского мыса, указывающие на их формирование существенно южнее современного положения, позволяют, соответственно, реконструировать и положение всей этой островной дуги к югу от командорского отрезка трансформного разлома (см. рис. 49). Это разрешает большую часть отмеченных проблем.

Таким образом, эоцен-миоценовые вулканические комплексы Командор и Восточных Камчатских полуостровов составляли единую вулканическую дугу с более древним основанием, под которую с северо-запада субдуцировала океаническая кора. Западная часть реконструируемой дуги, судя по деформациям в Тюшевском прогибе [54], была присоединена к Камчатке в миоцене. Вероятно, в это время современное положение заняла и восточная, командорская часть дуги [66].

Тем не менее, в пределах собственно Беринговоморского региона в позднем палеогене ситуация была достаточно сложной. По-видимому, здесь существовала самостоятельная Алеутская микроплита, ограничен-

ная с юго-востока одноименной островной дугой, с северо-запада — зоной субдукции Корякско-Западно-Камчатского вулканического пояса, а с двух других сторон — трансформными разломами. Судя по тому что вулканизм в Говенско-Карагинской дуге в олигоцене практически прекратился, видимо, прекратилась и субдукция. В связи с этим дуга эта начала быстро сближаться с Евразией, тем более что расстояние между ними уже было небольшим (порядка 300–500 км), что подтверждается палеомагнитными данными по вулканитам позднего эоцена Говены, показывающим уже практически поле, не отличающееся от современного [88]. Интересно, что с момента возникновения Говенско-Карагинской дуги на ватынском основании или даже несколько раньше, в тылу этого вулканического сооружения на подводной островной террасе с дания по средний миоцен без перерывов отлагалась осадочная толща ильпинской серии. При этом она менялась литологически вдоль дуги в соответствии с той сменой характера пород, которая отмечается вдоль оси вулканической дуги. Так, на северо-востоке, где преобладали вулканические постройки, сложенные в основном лавами и лавобрекчиями, на островной террасе отлагался псаммитовый материал грауваккового состава, а на юго-западе, где вулканы замещались туфогенными толщами, на той же островной террасе накапливался преимущественно алевроитовый материал. Литологические исследования пород ильпинской серии подтверждают, что продуктами размыва для этой терригенной толщи служили вулканогенные породы основного и среднего состава.

В середине миоцена Говенско-Карагинская дуга на ватынском основании, или Олюторский террейн, сталкивается с аккреционной системой Корякии (рис. 50; см. рис. 49), ставшей восточной окраиной Евразии. Во фронте этого столкновения формируются обширные сложно построенные тектонические покровы. В их составе можно различать образования мелового преддугового бассейна (альб-туронские океанического типа толеиты и их осадочный чехол), породы основания островной дуги, включая островодужные магматические камеры (дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс), а также собственно островодужные образования. Естественно, что центральная часть Олюторского террейна испытала существенно меньшие деформации, что отлично видно в Ильпинско-Пахачинской зоне, где толщи залегают значительно более спокойно. В то же время тыловая часть террейна, представленная собственно Говенско-Карагинской дугой и ее аккреционной призмой, также подверглась интенсивной деформации, в результате чего была сформирована веерообразная структура, юго-восточной части которой свойственна юго-восточная вергентность складчатых и разрывных нарушений, аналогичная подобной же вергентности в структуре аккреционной призмы. Следствием столкновения Олюторского террейна с аккреционной системой Корякии было также и прекращение вулканизма в Западно-Камчатско-Корякском окраинно-континентальном поясе. Таким образом, целый ряд разнообразных фактов, таких как непрерывность разреза от раннего палеогена до среднего миоцена в центральной части Олюторского террейна, завершение в миоцене вулканизма в окраинно-континентальном поясе,

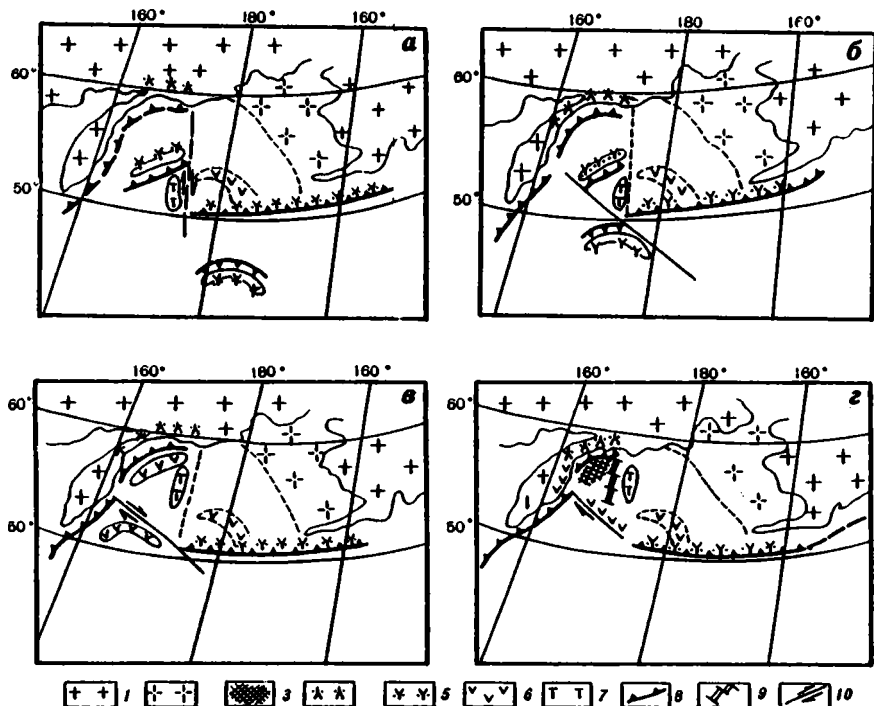


Рис. 50. Детализация реконструкций на 45 (а), 40 (б), 30–25 (в), 7–5 (г) млн лет

1, 2 – континентальная кора: 1 – над уровнем моря, 2 – под уровнем моря; 3 – субдирирующая меловая океаническая кора раскрывающейся Командорской впадины; 4 – окраинно-континентальные вулканические пояса; 5, 6 – островные дуги; 5 – активные энсиматические, 6 – неактивные; 7 – поднятие хребта Ширишова; 8 – зоны субдукции; 9 – предполагаемая ось спрединга Командорской впадины; 10 – трансформные разломы

деформации верхнеэоцен-олигоценных отложений в Говенско-Карагинской дуге, – все это подтверждает вывод о том, что столкновение Олюторского террейна с аккреционной системой Корьякии произошло в середине миоцена.

К середине миоцена к востоку от Олюторского террейна, видимо, еще сохранился палеокомандорский фрагмент океанической коры позднемилового возраста, входивший ранее в состав плиты Кула. Столкновение дуги спровоцировало перескок зоны субдукции на юго-восток, и тяжелая меловая кора снова погружается под приключенную дугу. Одновременно происходит разрыв палеокомандорской океанической коры, ее рифтинг где-то вблизи трансформного разлома, отвечающего положению подводного хребта Ширишова, и формирование спрединговой зоны (рис. 51). Конкретным отражением субдукции океанической коры под Олюторский террейн явилось формирование в плиоцен-четвертичное время наложенного на него Апукско-Вывенского вулканического пояса [29, 66]. Поло-

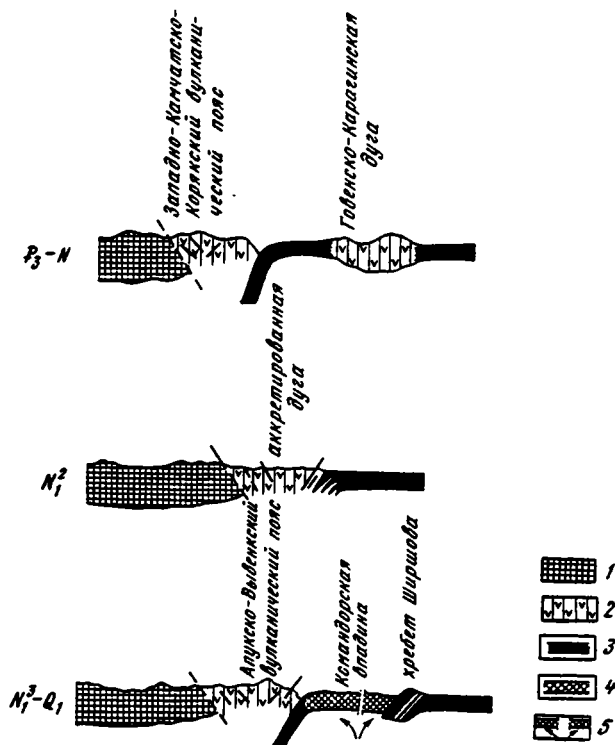


Рис. 51. Палеотектоническая схема образования Командорской глубоководной котловины

1 — континентальная кора; 2 — чужеродные блоки островодужной природы (в том числе аккрецированные); 3 — меловая океаническая кора, 4 — новообразованная кора океанического типа; 5 — спрединговая зона

жение глубоководного желоба, маркировавшего эту зону, отмечается отрицательной гравитационной аномалией, протягивающейся вдоль шельфа Олюторского залива и далее к юго-западу к п-ову Озерному [14]. Зона спрединга была ориентирована диагонально относительно юго-восточной границы Олюторского блока, и вследствие этого ее северное продолжение рассекло часть этого блока, сформировав Апукско-Пахачинскую рифтовую депрессию. Для Апукско-Пахачинского рифта характерны, с одной стороны, контрастные вулканиды, проявляющиеся на ее восточном борту и, с другой — продолжающие Апукско-Вывентский пояс известково-щелочные серии с ярко выраженными энзиматическими геохимическими особенностями [29]. Последние могли сформироваться именно в зоне, где на процессы формирования окраинного вулканического пояса накладывалось влияние продолжения в пределах Олюторского блока океанического рифта Командорской впадины.

Процесс спрединга и формирование новообразованной коры Командорской впадины были относительно кратковременными, на что указывает

прекращение вулканизма в Апукско-Вывенском поясе в раннечетвертичное время. Таким образом, наращивание молодой океанической коры впадины компенсировалось на западе процессом субдукции остатков меловой коры под Олюторский блок, а на востоке, видимо, происходило ее скучивание вдоль бывшего отрезка трансформного разлома, занимавшего положение современного подводного хребта Шишова [10].

Апукско-Вывенский окраинно-континентальный вулканический пояс, запечатав миоценовые тектонические покровы, как бы завершил становление складчатого обрамления новообразованного Командорского малого океанического бассейна.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ МАЛЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ (сравнительный анализ)

Для приводимого ниже анализа весьма существенным является выделение основных моментов истории геологического развития рассматриваемых регионов. Эти моменты отвечают, во-первых, образованию разнообразных ассоциаций пород, соответствующих различным геодинамическим обстановкам, во-вторых, их перемещению в пространстве, связанному либо с движением литосферных плит, либо с поверхностной тектонической транспортировкой, и, в-третьих, непосредственному становлению складчатых зон, обрамляющих бассейны.

Карибский регион. Триас – ранняя юра – “закрытие” Карибского бассейна. На его месте располагалась континентальная масса Пангеи II, однако уже намечаются признаки раскола этого суперконтинента, выражающиеся в образовании протяженных грабенов.

Средняя – поздняя юра – начавшийся раскол и образование Северной Атлантики смещаются затем в межамериканскую область. Происходит разделение Северной и Южной Америк с образованием осадочных толщ на пассивных окраинах этих континентов. Океанический “коридор” образуется между Атлантикой и Тихоокеаном в районе Мексиканского залива, однако позже, в связи с продвижением рифтинга Атлантики к югу, происходит отрыв Юкатанского блока от Южной Америки и перемещение его к северу с запечатыванием Мексиканского залива.

Вторая половина раннего мела – крупная перестройка в связи с “возвратным” движением Южной Америки относительно Северной: метаморфизм, складчатость островодужных толщ, изменение положения зоны субдукции – начало надвигания Карибского выступа Тихоокеана на Атлантику, объяснимое значительно большими скоростями спрединга в Тихом океане. Формирование двух островных дуг (Северной и Южной).

Поздний мел, поздний сенон – столкновение (кампан) западной части Северной дуги с пассивной окраиной Северной Америки (западная и центральная части Кубы). Продолжение островодужного развития восточной части Северной дуги. Столкновение (поздний маастрихт – ранний палеоцен) Южной дуги с Южной Америкой. Отторжение Карибского выступа от Тихоокеана Гондурасско-Никарагуанским чужеродным блоком и Панамско-Коста-Риканской островной дугой (рис. 52).

Палеоцен – эоцен – островодужное развитие восточной части Северной дуги вплоть до середины – конца эоцена. Заклинивание зоны субдукции блоком Багамской шпory и прекращение островодужного вулка-

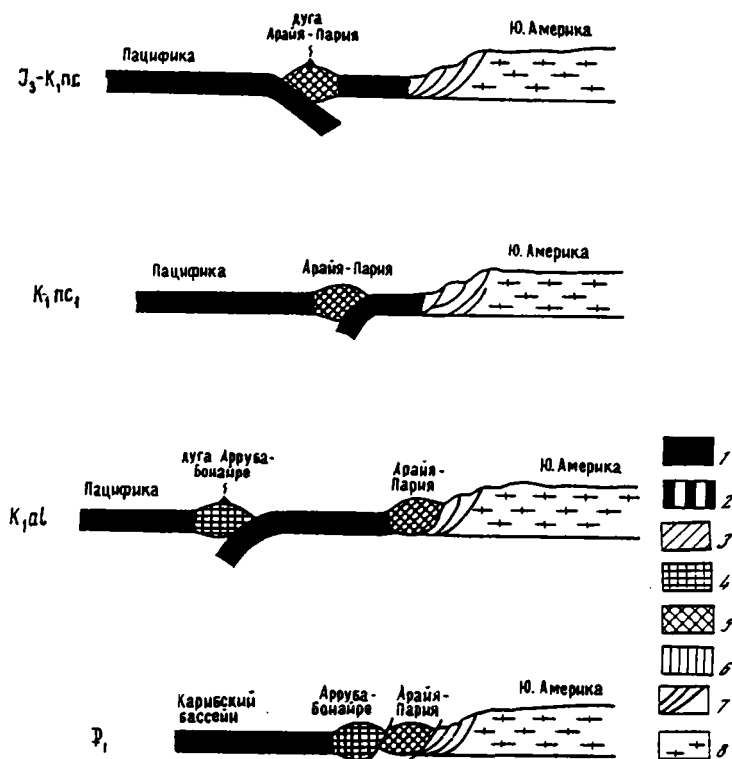


Рис. 52. Палеогеодинамические схемы для южной части Карибского региона

Условные обозначения к рис. 52–54

1 — океаническая кора; 2 — новообразованная кора малых океанических бассейнов; 3 — океанические поднятия; 4–6 — островные дуги; 7 — пассивная окраина континента; 8 — континентальная кора

низма в Северной дуге. На востоке — перескок субдукции с порога Авес на гряды Малых Антилл. Раскрытие Юкатанской впадины за счет продолжавшегося раздвижения плит Северной и Южной Америк (рис. 53).

Олигоцен — ранний миоцен — формирование активных островных дуг: на востоке — Малых Антилл, на западе — Панамско-Коста-Риканской. Начало растяжения и раскрытия по сдвигу трога Кайман.

Поздний миоцен — квартал — приращение Панамско-Коста-Риканской дуги к Южной и Центральной Америке, не вызывающее существенной перестройки, ибо и до этого дуга "принимала на себя" субдукцию Тихоокеанской плиты. Раскрытие трога Кайман. Одновременное проявление противоречивых тенденций — с одной стороны, в связи с некоторым сближением Американских плит происходит формирование структур, связанных с их надвиганием на Карибский бассейн (желоб Муэртос, аккреционная призма Кюрасао), с другой — в результате существенных сдвиговых перемещений образуются бассейны типа "пулл-апарт" (Фалькон, Туй-Кариакто, Энрикильо).

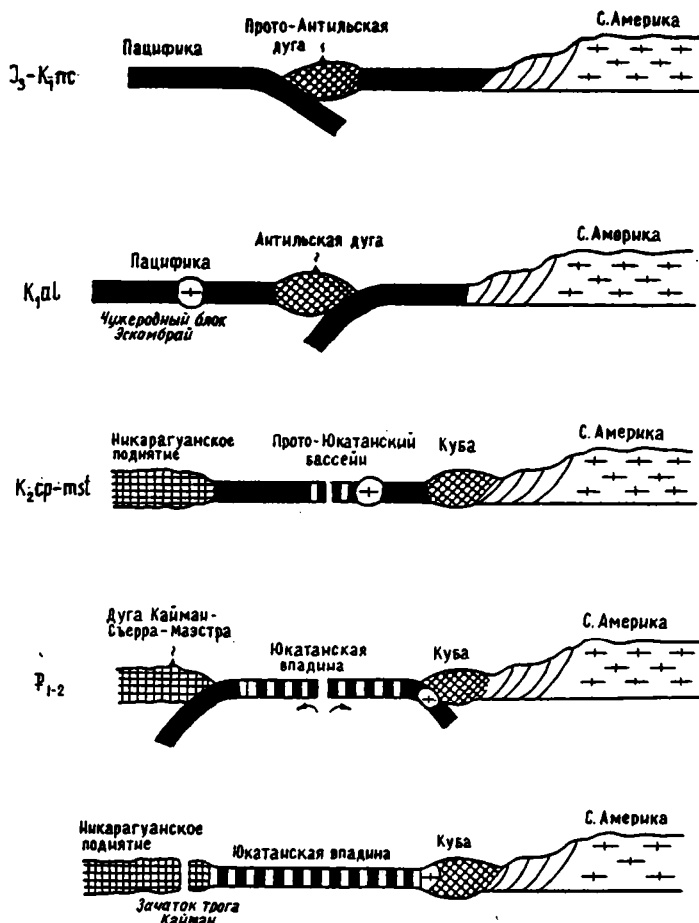


Рис. 53. Палеогеодинамические схемы для северной части Карибского региона
Условные обозначения см. на рис. 52

Западное Средиземноморье. Триас – ранняя юра – так же как и Карибский бассейн, в это время Западное Средиземноморье было "закрыто" сомнутыми континентами Пангеи II, хотя в пределах этой области существовали эпиконтинентальные морские и лагунные бассейны. К востоку от Западного Средиземноморья открывались обширные океанические пространства Восточного Тетиса. Начало формирования крупных сдвиговых зон – одной, параллельной Магрибу, второй – вдоль Атласов.

Средняя – поздняя юра – прогибание и растяжение вдоль Магрибского и Атласского сдвигов с формированием отложений повышенной мощности. Раскол вдоль зоны Магрибского сдвига, начало формирования асимметричных пассивных окраин открывающегося Магрибского бассейна с накоплением флишевых толщ на северной и глинисто-карбонатных и терригенных – на южной. Образование океанической

коры в медленно раскрывавшемся Магрибском бассейне с одновременным углублением происходило с востока на запад.

Ранний мел – продолжение медленного раскрытия Магрибского бассейна, обусловленное смещением Африканской плиты к юго-востоку по отношению к Иберии и Европе. Сохранение флишевого накопления на более крутом северном борту, а на южном – карбонатно-мергелистого на востоке и песчаного на западе. Заполнение осадками Атласского прогиба. В конце раннего мела к востоку от Западного Средиземноморья происходит закрытие Лигурийского океана, не повлиявшее на обстановку в Магрибском бассейне.

Поздний мел – значительные погружения в Магрибском бассейне в сеномане–туроне, отмеченные глубоководными мергелистыми фациями с фтанидами на протяжении всего южного (африканского) борта; углубление Атласского прогиба. Одновременное сокращение мощностей флишевых отложений на северном борту, вероятно, также связанное с углублением бассейна. Реорганизация движения плит вокруг Тетиса в позднем сеноне не отразилась на каком-либо резком изменении обстановки в Западном Средиземноморье, однако наращивание океанической коры в Магрибском бассейне прекращается.

Палеоцен – эоцен – вплоть до позднего эоцена развитие, аналогичное меловому. В позднем эоцене начинается сближение Африки с Иберией и Европой. Происходит откалывание Альборанского блока от Южной Европы и перемещение его к западу. Первые тектонические движения (приабон), включая шарьяжные перекрытия на северном борту начавшего закрываться Магрибского бассейна, связанные с перемещением Альборанского блока. Изменение направления движения Африканской плиты провоцирует “инерционную” складчатость в Атласском прогибе.

Миоцен – изменение взаимодействия плит вокруг Тетиса. Перемещение Африканской плиты по отношению к Европе и Иберии становится косым (северо-западным) вместо меридионального. На африканском борту Магриба выдающаяся смена типа осадконакопления – после мергелистых теллских толщ формируются монотонные нумидийские песчаники аквитана–бурдигала. Образование покровно-складчатых структур в результате продвижения на запад Альборанского блока, оставившего позади Кабильские массивы. Возникновение кратковременной вулканической дуги на Кабильских массивах в результате поглощения океанической коры Магрибского бассейна и раскрытия в их тылу Северо-Алжирской новообразованной впадины. Продолжение формирования покровов в Рифе Марокко и Бетских Кордильерах в связи с “задуговым” растяжением в районе Альборанского моря.

Западно-Беринговоморский регион. Триас–юра – вдоль восточной окраины Азии располагалась активная Удско-Мургальская островная дуга, обязанная субдукции океанической коры с востока. В пределах Пацифики существовали чужеродные блоки (часть из них – выдвинутые в океан островные дуги) – Канчаланский и Пекульнейский, Пенжинский, Ваежский, Усть-Бельский, Майницкий, Эконайский [55, 60].

Ранний мел – аккреция чужеродных блоков к азиатской окраине,

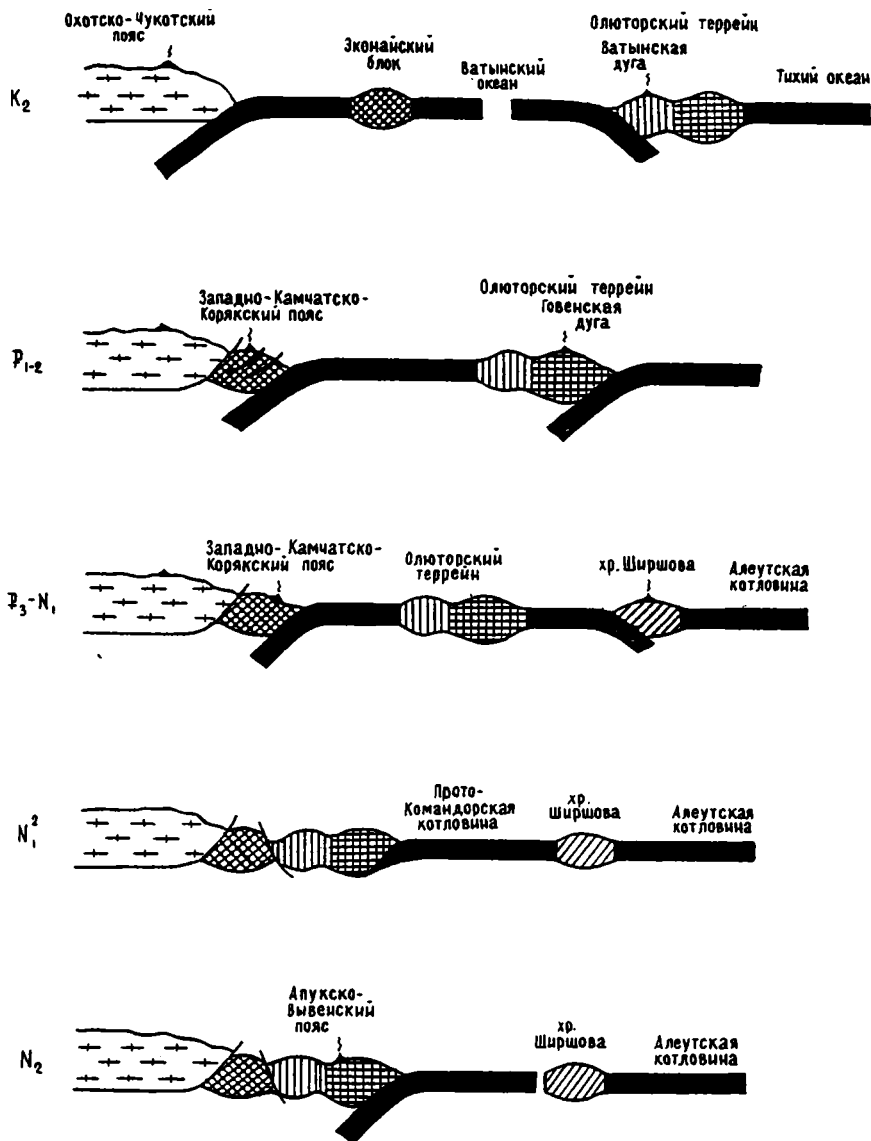


Рис. 54. Палеогеодинамические схемы для Западного Берингоморья
Условные обозначения см. на рис. 52

заклинивание зоны поглощения Удско-Мургальской дуги, перескок зоны субдукции на восток и начало образования Охотско-Чукотского вулканического пояса. С активной Майницкой дугой, выдвинутой в Тихий океан, сталкивается Эконайский блок. Майницкая дуга теряет активность вследствие заклинивания субдукции и вместе с плитой Кула быстро приближается к Азии.

Поздний мел – продолжение активной (вплоть до турона) деятельности Охотско-Чукотского пояса, затем ее спад. В середине позднего мела в пределах Пацифики заложение Ватынско-Бауэрской (Олюторской) дуги с зоной поддвига с северо-запада. Высокие скорости спрединга в Пацифике способствовали перемещению (надвиганию) дуги по направлению к континенту. В маастрихте Майницко-Эконайский блок сталкивается с окраиной Азии, заклинивая зону субдукции Охотско-Чукотского пояса (рис. 54).

Плиоцен – ранний эоцен – реорганизация, связанная с прекращением субдукции под Охотско-Чукотский пояс. Перестройка в Ватынско-Бауэрской дуге – разрыв ее по сдвигу в связи с разделением плиты Кула на алеутскую и палеокомандорскую части. Субдукция Тихоокеанской плиты с востока под восточную часть бывшей Ватынско-Бауэрской дуги и формирование палеогеновой Говенско-Карагинской островной дуги. В раннем эоцене возникновение Алеутской островной дуги, отгородившей алеутскую часть плиты Кула.

Поздний эоцен – ранний миоцен – постепенное прекращение субдукции под Говенско-Карагинскую дугу и ее быстрое сближение с аккреционными системами Корякии и Камчатки. В результате субдукции под эти системы формируется эоцен-раннемиоценовый Корякско-Западно-Камчатский вулканический пояс. Формирование подводного хребта Ширшова как результат взаимодействия алеутской литосферы с палеокомандорской в связи с продолжавшимся перемещением последней к северу вместе с Олюторским блоком.

Средний миоцен – квартал – столкновение Олюторского террейна с окраиной Азии. Раскол на западном склоне хребта Ширшова и раскрытие современной Командорской впадины с поглощением древней океанической коры под аккретированным Олюторским террейном, возникновение в результате этого позднемиоцен-раннечетвертичного Апукско-Вывенского вулканического пояса.

Глава 1

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Из предшествующего анализа структурно-вещественных комплексов следует, что заложение бассейнов с океаническим типом строения в Западном Средиземноморье и в Мексикано-Карибской области произошло в результате раскола Пангеи. Об этом свидетельствует широкое развитие в этих регионах комплексов рифтогенной группы, представленных в Западном Средиземноморье триасовыми красноцветами и эвапоритами, а в Карибском регионе – характерными триас-юрскими "грабеновыми фациями". Раскол Пангеи и раннее раскрытие Западного Тетиса распространялись таким образом в Мексикано-Карибскую область. Аналогов подобных комплексов, которые бы свидетельствовали о расколе континентальных масс в Западном Беринговом море мы не находим, что указывает на иные геодинамические обстановки, связанные с существованием в

раннем мезозое Панталассы к востоку от Евразии. Такое противопоставление объясняет в известной мере те глубокие различия, которые затем наметились в геологической истории атлантического и тихоокеанского сегментов Земли.

В частности, если в первом из указанных сегментов широкое развитие получили комплексы пассивных континентальных окраин, отложения шельфов, континентальных склонов и, отчасти, подножий, известных в позднеюрских и меловых отложениях Карибского региона (Флоридо-Багамский и Кампече-Юкатанский районы на севере и Венесуэльские Льяносы и сиалические комплексы Береговых хребтов на юге), а также в позднеюрско-меловых и палеогеновых толщах Западного Средиземноморья (Марокканская месета и Высокие плато Алжира, внешние комплексы Телля и Рифа на юге и Предбетские комплексы на севере), то подобные комплексы ни в мелу, ни в палеогене в Западном Беринговом море не нашли распространения.

То же относится и к классу чужеродных сиалических блоков и пластин. В Карибском регионе имеются блоки с домезозойским и мезозойским основанием. К первым из них относятся Гондурасско-Никарагуанский блок (микроконтинент), перемещенный со стороны Пацифики, массивы Санта-Марта и Гуахира, причлененные по сдвигам к Южно-Американской плите. К мезозойским образованиям принадлежат сиалические комплексы Кубы, сложенные в одних случаях аккретивными (шарьированными) метаморфизованными терригенными комплексами и в других – мезозойскими породами, метаморфизованными в условиях высоких давлений и низких температур за счет погружения на ограниченную глубину в зоны субдукции (южные сиалические блоки Кубы).

В Западном Средиземноморье блоки с домезозойским основанием формируют Бетские, Рифские, Кабильские "внутренние" массивы. Они образовались в результате раскола Альборанского мегаблока, отторженного ранее от Южной Европы.

В Западном Беринговом море, на юге Корякского нагорья структурные подразделения, которые бы отвечали рангу микроконтинентов, не установлены. Здесь, напротив, в аккрецию вовлеклись приокеанические и океанические структуры, как, впрочем, и в Карибском регионе, в особенности в частях, сопрягавшихся с Пацификой.

Среди них самое широкое распространение имеют структурно-вещественные комплексы островодужной группы, полностью отсутствующие в Западном Средиземноморье.

В обрамлении Карибских бассейнов, кроме современных вулканических дуг, ограничивающих Карибскую малую плиту с востока и запада, известны островодужные комплексы позднеюрско-раннемелового, мелового и палеогенового возраста. При формировании этих островодужных комплексов более поздние развивались обычно на основании, представленном предшествующей вулканической дугой, либо имели первичное энсиматическое основание. Наибольшие сложности возникают с реконструкцией древнейших позднеюрских-раннемеловых комплексов, кото-

рые имеют локальное распространение, подверглись метаморфизму и иногда образуют аллохтоны, родина которых остается не известной. Однако в любом случае энсиматические островные дуги внутри Карибского региона возникали вдоль границы взаимодействия плит Тихого и Атлантического океанов и лишь Панамско-Коста-Риканская дуга сформировалась при отшнуровании Карибского выступа, т.е. внутри одной из плит Пацифики (Фараллон). Несколько иной характер имеет островная дуга Кайман-Сьерра-Маэстра, сформированная в результате раскрытия Юкатанской глубоководной впадины.

В обрамлении глубоководных впадин Берингова моря также широко представлены позднечетвертично-раннемеловые, меловые, позднемеловые и палеогеновые островодужные комплексы, слагающие различные чужеродные блоки, причлененные к краю Евразии. Мы видели, что они в различные моменты геологической истории представляли собой выдвинутые в Тихий океан островные дуги, а их включение в состав обрамления произошло до оформления Берингоморских впадин.

Полное отсутствие комплексов энсиматических островных дуг в Западном Средиземноморье может только подтвердить правильность приведенных реконструкций, согласно которым раскрытие Магрибского бассейна между Иберией и Африкой было весьма ограниченным и условий для возникновения энсиматических дуг не возникало.

Комплексы активных континентальных окраин – окраинно-континентальные вулканические пояса и наземные вулканические пояса на аккреционных системах – являются специфической принадлежностью покровно-складчатого обрамления Западно-Берингоморских глубоководных котловин. Это Охотско-Чукотский меловой, Западно-Камчатско-Корякский палеоген-раннемиоценовый, Апуско-Вывенковский плиоцен-четвертичный пояса. Ни собственно в обрамлении Карибских бассейнов, ни в Западно-Средиземноморском регионе подобных поясов не существует. Исключительность Западно-Берингоморского региона с его практически постоянно, лишь с небольшими перерывами, действовавшими на протяжении верхнего мезозоя и кайнозоя вулканическими поясами андийского типа, смещавшимися во времени к востоку, свидетельствует о весьма неординарной особенности этого сегмента Тихоокеанского кольца. В его пределах очень сложно сочетались в пространстве и времени выдвинутые в океан энсиматические островные дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса, что, несомненно, связано с постоянным взаимодействием плит Пацифики и Евразии.

Подобное же постоянство взаимодействия плит Пацифики и Южной Америки вырисовывается для Северных Анд, структура которых также состоит из причлененных к континенту меловой и палеогеновой энсиматических дуг и смещавшихся к западу окраинно-континентальных вулканических поясов. Однако эти пояса, так же как и продолжающие их к северу пояса Центральной Америки и Мексики, не связаны собственно с Карибскими бассейнами. Ни на северном, ни на южном обрамлении этих бассейнов на протяжении мезозоя и кайнозоя подобных поясов не возникало, что еще раз подчеркивает пассивный характер их обрамления.

Группа океанических (в широком смысле) комплексов представлена в обрамлении малых океанических бассейнов во всех трех регионах. Наиболее ярким ее представителем является офиолитовая ассоциация, широко распространенная в Карибском и Западно-Беринговоморском регионах. В рассматриваемой части Западного Средиземноморья полные разрезы офиолитов отсутствуют. По возрасту офиолиты Карибии подразделяются на позднеюрско-раннемеловые (Куба, Гаити, Пуэрто-Рико, полуострова Арайя и Пария Северной Венесуэлы) и меловые (Куба, Гаити, Ямайка, покров Лома-де-Йерро Северной Венесуэлы, Гватемала). Их появление в структурах обрамления соответствует этапам перестройки зон поглощения и столкновению энсиматических островных дуг и чужеродных блоков с континентами. В обрамлении Беринговоморских впадин офиолитовые комплексы присутствуют практически во всех чужеродных блоках островодужной природы, маркируя зоны столкновения с окраиной Евразии либо этих блоков между собой (Пекульнейский и Канчаланский, Майницкий и Эконайский). В пределах Олюторского блока офиолиты о-ва Карагинский участвуют в строении аккреционной призмы палеогеновой островной дуги. Можно предполагать, что подобное же структурное положение занимают и некоторые офиолиты других блоков, однако это требует более тщательного изучения.

Автор отдает себе отчет в том, что отнесение офиолитовой ассоциации к группе океанических (в широком смысле) комплексов не вполне однозначно [39]. Дело заключается прежде всего в том, что сравнение офиолитов складчатых областей с породами срединно-океанических хребтов не может считаться в полном смысле правомочным, ибо в складчатых областях в подавляющем большинстве случаев породы, по своим петролого-геохимическим особенностям полностью аналогичные выходящим в современных срединно-океанических хребтах, практически отсутствуют. Поскольку офиолиты складчатых областей обычно сходны с породами окраинных морей либо имеют характеристики, сходные с островодужными, то естественен вывод, к которому приходят большинство специалистов [31, 41, 24, 91], о том, что офиолиты складчатых областей соответствуют в большей своей части аналогичным породам переходных зон — окраинным морям и энсиматическим островным дугам.

Вопросы разделения окраинно-морских и островодужных офиолитов рождают массу новых, весьма сложных проблем как на уровне моделей формирования окраинных морей и островных дуг, так и на уровне петролого-геохимических и изотопных различий. Поскольку в настоящей работе рассмотрение офиолитовых комплексов служит главным образом для освещения структурно-тектонических проблем, хотелось бы сформулировать одну из них, которую почему-то в литературе почти избегают, хотя по своей теоретической сути и последствиям для практических геологических исследований она представляется одной из фундаментальных. Это проблема основания энсиматических островных дуг.

Дело в том, что в полный разрез "островодужных" офиолитов входят все главные члены ассоциации — гипербазиты и габброиды, параллельные диабазовые дайки и лавовые покровы базальтов (как на Кипре, в

Омане), и следовательно, подобная ассоциация должна формироваться в условиях растяжения, что вносит определенные противоречия с представлениями о геодинамических условиях формирования островных дуг (рис. 55). Далее, если "островодужные" офиолиты представляют собой аналог основания энсиматической островной дуги, т.е. имеют специфический островодужный "третий" слой и, уж конечно, "второй", то приводимые иногда в литературе разрезы с нормальным стратиграфическим перекрытием типичных океанических базальтов островодужными вулканитами должны отвечать лишь каким-то исключительным случаям распространения островодужных лав за пределы "своего" основания.

Поскольку в настоящее время глубоководным бурением еще не вскрыто основание современных островных дуг (скважины не вышли из бонинитов нижних частей островодужных разрезов), пока еще можно обсуждать и другие варианты. Например, если рассматривать "островодужные" офиолиты не как естественное основание энсиматической дуги, а как частный случай офиолитов задугового бассейна, то под вулканитами островной дуги может располагаться океаническая кора нависающей плиты, в какой-то степени переработанная в процессе подъема и проникновения на поверхность островодужных расплавов. В этом случае нормальное налегание островодужных вулканитов на океанические базальты должно быть правилом. Однако в подавляющем большинстве случаев соотношения между первыми и вторыми оказываются тектоническими, что и не дает возможности однозначно решить эту проблему.

Именно в связи со всеми этими сложностями в настоящей работе офиолитовая ассоциация рассматривается в группе океанических комплексов (в широком смысле), поскольку в любом случае появление этих пород на поверхности маркирует сложные тектонические структуры, возникновение которых связано со столкновением с континентом или между собой различных по природе мегаблоков – микроконтинентов, островных дуг, которые до столкновения разделялись областями развития коры океанического типа, поглощенной в зонах субдукции.

К океанической группе принадлежит также очень интересный комплекс подводных (океанических) поднятий, образования которого известны на северном обрамлении Венесуэльской впадины (пов Сур, о-в Гаити) Карибского моря и на северном обрамлении Командорской впадины Берингова моря (Олюторский полуостров). В обоих случаях этот комплекс представлен обогащенными базальтами океанической серии, которые могут сопоставляться с базальтами подводных гор на трансформных разломах. Они образуют также своего рода малые чужеродные блоки, причлененные к островодужным структурам – к дуге Больших Антилл в Карибском регионе и к Ватынской дуге в Беринговоморском. В Западном Средиземноморье подобный комплекс не известен.

В пределах складчатых обрамлений всех рассматриваемых бассейнов широко известны комплексы осадочных пород, которые также должны рассматриваться как океанические в широком смысле, т.е. такие, которые накапливались на коре океанического типа как в пределах собственно океанов, так и в бассейнах окраинных морей. Достоверность отнесе-

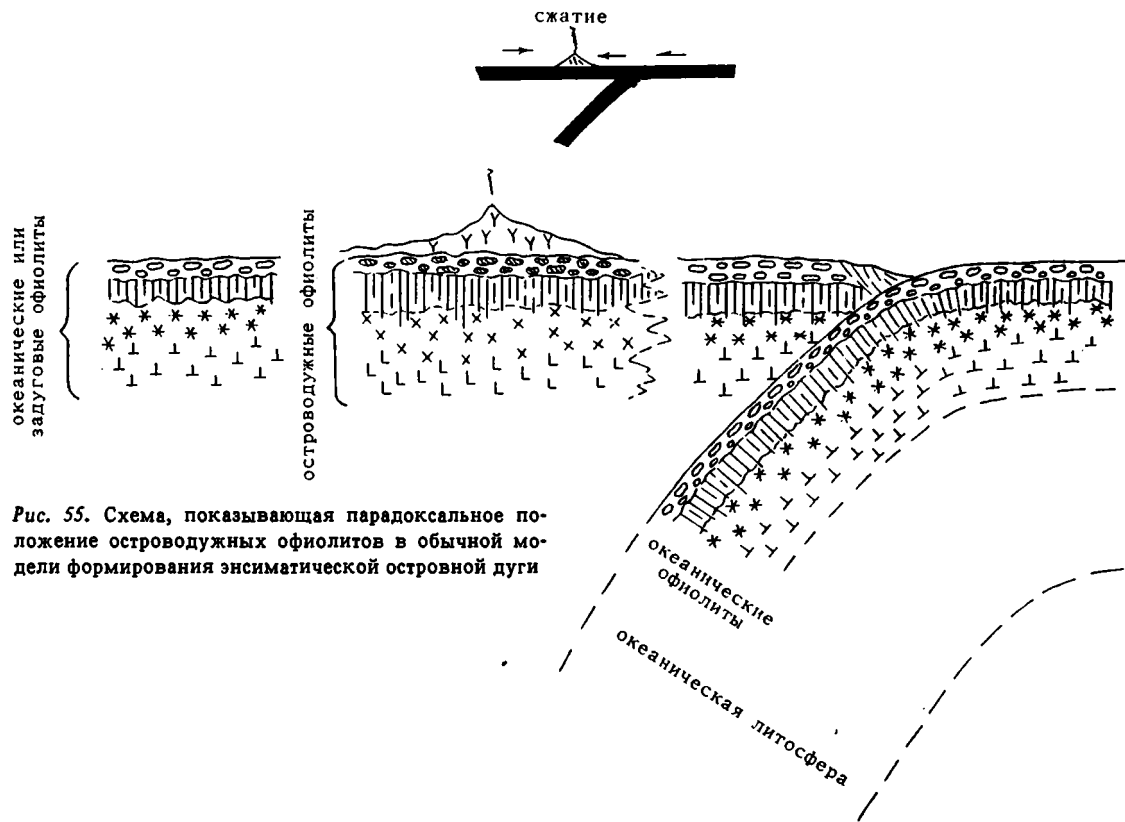


Рис. 55. Схема, показывающая парадоксальное положение островодужных офиолитов в обычной модели формирования энсиматической островной дуги

ния этих комплексов к образованиям подобного рода к сожалению лишь иногда подтверждается фактами непосредственного налегания осадочных колонн на вулканисты океанического типа (верхняя осадочная часть покрова Лома-де-Йеро в Северной Венесуэле, кремнистая толща на гытгыньских базальтах в Олюторском блоке, океанические толеиты в основании моретанского флиша в Алжире). В большинстве случаев подобное отношение проводится на базе геологических соображений, например, по характерным конденсированным разрезам, как в комплексе Пласетас на Кубе или в отдельных Телльских покровах в Западном Средиземноморье, а также по характеру литологии и наличию органических остатков, свидетельствующих о глубоководности отложений (флишевый тип отложений и глубоководные мергелистые толщи Телльских покровов в Западном Средиземноморье, глубоководные бентосные фораминиферы во флишеидных отложениях аккреционной призмы Говенско-Карагинской дуги). Естественно, что в сложно построенных и недостаточно изученных районах, как, например, в Корьякии, эти комплексы не могут быть отделены от сходных флишеидных отложений, развивавшихся на окраинах континента. Это как раз случай своеобразного гигантского "матрикса" между чужеродными (в основном островодужной природы) блоками в обрамлении Беринговоморских впадин. Тем не менее, эти комплексы существуют в пределах обрамлений во всех регионах, свидетельствуя о сложных преобразованиях, которым были подвергнуты области их первичного накопления.

В заключение следует вернуться к сравнению локально развитых и играющих более скромную роль главным образом молодых комплексов рифтогенной группы. Они могут быть подразделены на три класса.

Первый связан с расколами и растяжениями вдоль крупных сдвигов и сопровождается формированием небольшого объема вулканистов мантийного происхождения и образованием бассейнов типа "пулл-апарт" (ромбовидных) — Фалькон и Карьяко в Венесуэле, Сибao на Гаити. По-видимому, наиболее развитым бассейном подобного рода, где растяжение вызвало новообразование молодой океанической коры, является глубоководный трог Кайман. Спорным является отнесение контрастных вулканистов пояса Вогуотер Ямайки к структурам этого рода, поскольку они могут происходить и за счет начавшегося процесса растяжения в тылу островной дуги Кайман—Сьерра-Маэстра, т.е. принадлежать второму классу рифтогенных комплексов.

К этому второму классу могут быть отнесены миоцен-плиоценовые вулканические проявления на западе Бетско-Магрибской области, возникшие как результат развития системы крупных субширотных сдвигов вдоль северного и южного ограничения бывшего Альборанского блока.

Третий класс локально развитых рифтогенных комплексов связан с раскрытием новообразованных впадин в тех районах, где продолжение оси растяжений (спрединга) сечет островодужные структуры — Апускско-Пахачинский рифт в Олюторской зоне, отмечаемый сериями контрастных вулканистов, "погребенный" рифт Кауто-Нипе на Кубе, где на поверхности известен лишь один купол примитивных толеитов палеогена.

Сравнивая характер и распространение рассмотренных классов рифтогенных комплексов, нетрудно заметить, что они также четко отражают общую и конкретную геодинамические обстановки изучаемых регионов. Действительно, рассчитанное "проскальзывание" Карибской малой плиты между плитами Северной и Южной Америк обуславливает крупные сдвиговые перемещения вдоль северной и южной границ Карибской плиты, к которым приурочены рифтогенные комплексы первого класса. Процесс раскрытия молодых новообразований впадин также отразился формированием одновозрастных с ними рифтогенных комплексов на обрамлении, в случае когда ось растяжения впадин оказывалась не параллельной, а секущей по отношению к структурам обрамления.

На этом следует закончить сравнительную характеристику структурно-вещественных комплексов рассматриваемых регионов, поскольку другие группы комплексов, такие как коллизионный и постколлизионный, не несут в себе специфической информации, способной пролить свет на различия в процессах становления и условий формирования складчатых обрамлений малых океанических бассейнов.

Глава 2

СРАВНЕНИЕ

ПРИНЦИПИАЛЬНОГО ХАРАКТЕРА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР, ПРИЧИН И ТИПОВ ДЕФОРМАЦИЙ

Покровно-складчатое строение обрамлений рассматриваемых бассейнов по современным геологическим данным является неоспоримым, хотя для Карибского и Западно-Беринговоморского регионов это было окончательно установлено лишь относительно недавно. Отмечается, что в самом общем виде для тектонических покровов в системе обрамлений характерна центробежная их направленность по отношению к обрамляемым глубоководным впадинам с океаническим типом коры с соответствующей вергентностью складчатых структур. Это прекрасно отражено в Западном Средиземноморье в системе надвигов Бетских Кордильер и Балеарских островов, где тектонические покровы перемещались на север, и в покровах Телльско-Рифской области, где они двигались на юг, т.е. от Северо-Алжирской впадины и Альборанского моря. Сходная ситуация отмечена в Карибском регионе – тектонические покровы северного обрамления (Куба, Гаити, Пуэрто-Рико) перемещались на север, а южного (Северная Венесуэла) – на юг; на востоке надвиги о-ва Барбадос наклонены на запад, как бы сохраняя ту же центробежную ориентировку.

В Западном Беринговоморье бросается в глаза фронтальный надвиг Олюторского террейна, обрамляющего Командорскую впадину, по которому меловые кремнисто-вулканогенные толщи террейна надвинуты на Укэлятский флиш. Таким образом, общая картина представляется сходной.

Однако по мере детализации геологических исследований выясни-

лось, что во всех трех регионах в определенных зонах надвиги имеют обратный наклон, так же как и вергентность складчатых структур. Наиболее ярко подобные соотношения выявлены в южной части о-ва Гаити в Карибском регионе, в прибрежной зоне Олиторского террейна и в Майнико-Эконайском блоке в Западном Беринговоморье, а также в локальной зоне к югу от Кабильских массивов в Западном Средиземноморье. В соответствующих разделах было показано, что южная вергентность надвигов на Гаити отмечает причленение к островодужной структуре Больших Антилл блока п-ова Сур, сложенного обогащенными толеитовыми базальтами типа вулканитов, характерных для океанических поднятий.

Очень сходный случай мы имеем на Олиторском полуострове в Беринговоморском регионе, где покровы и надвиги в толщах различных океанических базальтов падают к северу, т.е. от Командорской впадины. Вероятно, сходную картину можно отметить в Эконайском блоке, где С.Д. Соколов [64] описал последовательное пододвигание разновозрастных океанических комплексов друг под друга.

Принципиально сходные структуры мы изучали в прибрежной части хребта Малиновского, на п-ове Говена и на о-ве Карагинский. Во всех этих случаях несомненна аккреционная природа этих структур, будь то относительно крупные блоки, более или менее однородные по слагающим их комплексам (как на п-ове Сур Гаити, Олиторском полуострове Корьякии), или чешуи разнородных структурно-вещественных комплексов (как на о-ве Карагинский). Без сомнения к подобного же типа аккреционным структурам принадлежит и покровно-складчатое сооружение о-ва Барбадос, хотя и характеризующееся как будто центробежным по отношению к малым бассейнам направлением покровов, однако связь его с пододвиганием Атлантической коры неоспорима. То же можно сказать и о восточном фланге Панамско-Коста-Риканской вулканической дуги, где строение аккреционных призм полуостровов Санта-Елена и Оса свидетельствует о том, что они сформированы за счет аккреции в процессе поглощения океанической коры плиты Кокос.

На фоне приведенных примеров и соображений случай с обратным по отношению к глубоководной впадине локальным движением тектонических покровов на востоке Северной Африки представляется совершенно иным, так как обусловлен, как было показано, гравитационным ретрошарьированием покровов в связи с погружением Кабильских массивов и соответственным увеличением угла склона Телльского бассейна.

При рассмотрении принципиального характера стиля тектонических структур в пределах складчатых обрамлений малых океанических бассейнов следует рассматривать только два первых случая, поскольку именно они отражают глубинные условия и процессы формирования складчатых обрамлений.

Обращаясь к первому "центробежному" типу структур на основании всего изложенного в предыдущих разделах, нетрудно заметить, что они были сформированы в результате столкновения с континентами крупных блоков, а также предшествовавших процессов сближения. В подобном

столкновении участвуют либо фрагменты микроконтинента, что наиболее характерно для Западного Средиземноморья, либо островные дуги или их части, что хорошо доказывается на западном обрамлении Берингова моря и на северном и южном обрамлениях Карибского региона. Именно при широкомасштабном столкновении формируются обширные и далеко уходящие от фронта тектонические покровы. Они предваряются покровами "выжимания", образующимися при надвигании континентальных блоков на пологий борт бассейна с достаточно мощной осадочной колонной. Этот процесс в значительной мере облегчается в случае присутствия пластичной эвапоритовой подложки, что особенно характерно для Западного Средиземноморья. Можно высказать даже предположение, что подобная эвапоритовая "смазка" как бы "препятствует" поглощению осадков в зонах субдукции, в связи с тем что отложения легко перемещаются по этой "смазке".

В любом случае, при столкновении происходит выталкивание тектонических покровов на континент. О том, что в этом процессе участвуют не только верхние горизонты коры, но и части всей литосферной пластины, свидетельствуют офиолитовые покровы в обрамлении Карибских и Берингоморских бассейнов. Однако они, как представляется, принадлежат не нижней части надвигаемой островодужной литосферной пластины, а, скорее, выдавленным частям аккреционных клиньев, формировавшихся либо во фронте дуги, если субдукция идет со стороны континента, как в случае дуг Больших Антилл и Северной Венесуэлы, либо перед фронтом окраинно-континентального пояса, если океаническая кора поглощается под континент, как в случае Западного Берингоморья. Возможно, подтверждение этому мы находим в восточных цепях Магриба, где офиолитовые покровы отсутствуют, а отдельные очень мелкие выходы гипербазитов южнее Кабильских массивов свидетельствуют о том, что вследствие незначительности раскрытия западного Тетиса поглощение созданной океанической коры было кратковременным, отчего образование аккреционной призмы оказалось лишь в зачатке.

Следует подчеркнуть, что максимальные деформации при столкновении испытывают фронтальные и тыловые части сталкивающегося блока (как при столкновении поездов). Ярким тому примером может служить деформация в различных зонах Олюторского террейна, а также деформации в дуге Больших Антилл, особенно четко проявленные на Кубе. В центральных частях столкнувшихся блоков (Ильинско-Пахачинская зона в Олюторском террейне, осевая часть Центральной Кубы) складчатые дислокации относительно простые, тектонические покровы редки или отсутствуют. Аналогично выглядят центральные части Кабильских чужеродных блоков в Западном Средиземноморье, где слюдистые песчаники олигоцен смяты лишь незначительно. Совершенно иная картина наблюдается во фронтальной зоне, отмеченной чешуйчато-надвиговым строением комплексов Дорсала, а также в тыловой области, где отложения бурдигала смяты более интенсивно, содержат олистостромовые горизонты с крупными олистолитами меловых пород и тектонически перекрыты нумидийским покровом, что свидетельствует о существенных тектонических напряжениях, возникавших в тыловой области.

Второй тип деформаций, как мы видели, непосредственно связан с аккрецией не крупных блоков, чешуй, сложенных часто различными структурно-вещественными комплексами, среди которых главную роль играют комплексы океанической группы – флишиодные отложения глубоководных желобов, преддуговых прогибов и окраинных морей, офиолитовые, преимущественно базальтоидные комплексы вулканических океанических поднятий. Подобные участки представляют собой различно построенные части аккреционных призм или клиньев.

Интересно, что степень деформированности и ее характер у различных блоков и чешуй в аккреционных призмах существенно различны. Максимальная степень деформации достигается в образованиях типа субдукционного меланжа. Примером может служить описанный нами меланж на востоке о-ва Карагинский, в котором наиболее широко распространенный преимущественно алевролитовый “матрикс” исключительно сильно развальцован, местами перетерт, очень сильно будинирован, что вызывает растаскивание будин компетентных прослоев настолько, что оказывается невозможным восстановить их положение. Одновременно в этом матриксе заключены мелкие олистолиты и крупные олистоплаки. Часто олистоплаки и тектонические пластины оказываются существенно менее деформированными в целом, хотя и в них очень часто отмечаются опрокинутые изоклинальные складки в кремнистых туффитах, сформированные, видимо, до литификации пород.

Возрастной порядок тектонических пластин в структуре аккреционных призм может быть как прямым, так и обратным. Прямой порядок возникает чаще при аккреции относительно крупных блоков, в целом сложенных массивными породами, как в случаях п-ова Сур (Гаити) и Олюторского полуострова. Представляется весьма вероятным, что тектонические пластины Олюторского полуострова, сложенные отчетливо различными базальтовыми сериями, могли представлять собой нормальный разрез аккретированного вулканического сооружения, а отмеченные тектонические срывы как раз приурочены к границам между литологически различными пачками. Этот случай характерен для “мгновенной” аккреции или формирования аккреционных клиньев, при которой тектонические срывы, превращающиеся в надвиги и покровы, не нарушают в целом нормального стратиграфического положения толщ.

Иные структуры возникают при постепенной аккреции, свойственной образованию аккреционных призм. Их изучение начато сравнительно недавно и пока можно говорить лишь об общих закономерностях их формирования. Пожалуй, наиболее яркий и широко известный пример – это рождение хаотических меланжевых тел типа францисканского комплекса Калифорнии. Уже многочисленные примеры, в том числе работы по бурению в желобах и исследования на спускаемых аппаратах, а также расчеты показали [36, 91], что в процессе субдукции большая часть осадков поглощается, аккретирование происходит прерывисто. Естественно, что в случае “соскребания” осадочных толщ с пододвигаемой плиты будет происходить не только смятие пакетов, но и срывы, которые нарушают нормальные соотношения, поскольку под уже аккретированную

пластину начинает пододвигаться следующая порция пакетов с нормальным разрезом и, соответственно, более молодые отложения окажутся ниже, чем более древние ранее причлененной пластины. Именно такое положение отмечается в хорошо стратиграфически датированной аккреционной призме желоба Муэртос на о-ве Гаити [109], а также в аккреционной призме о-ва Карагинский, где самые молодые эоценовые (возможно, олигоценовые) отложения формируют структурно наиболее низкую пластину [88]. Вероятно, в результате прерывистой аккреции возникает перемежаемость тектонических пластин, сложенных структурно-формационными комплексами, которые характеризуют различные геодинамические обстановки. Примером могут служить пластины, представляющие собой нижнюю часть разреза офиолитовой ассоциации, среди пластин, сложенных отложениями островного склона, глубоководного желоба или осадками преддугового бассейна, как это наблюдается на востоке о-ва Карагинский.

Анализируя стиль деформаций и обращаясь к вызвавшим их причинам, следует напомнить о достаточно сложном случае складчатого обрамления Альборанского моря, который был разобран выше. Этот пример показывает, что деформации Бетских Кордильер и Рифа Марокко связаны не только с простым столкновением Альборанского блока с краями Иберии и Африки, но и с растяжением центральных частей блока с образованием утоненной коры Альборанского моря и центробежным сгуживанием пластин по периферии (рис. 56). Этот тип деформаций, превращающий первичные листрические сбросы в надвиги, характерен для областей, в которых условия растяжения и сжатия соседствуют во времени и пространстве. В случае, если бы рама сходящихся Иберии и Африки отсутствовала, при расколе Альборанского блока возникла бы океаническая впадина с пассивными недеформированными окраинами, как, например, впадина Лигурийского моря здесь же в Западном Средиземноморье. Этот тип деформаций можно назвать деформациями за счет локального растяжения на фоне общего сжатия.

Кроме тектонических покровов и разнообразных деформаций, обязанных коллизии, аккреции, локальному растяжению на фоне общего сжатия и гравитационным силам, при анализе истории развития складчатых обрамлений малых океанических бассейнов выявляются деформации, которые не могут быть объяснены перечисленными причинами. Примером могут служить приабонские тектонические покровы на востоке Магриба и одновозрастная складчатость в пределах Сахарского и Тунисского Атласов. Поскольку к этому случаю не подходит ни одна из перечисленных причин, выше была сделана попытка связать эти деформации с инерционными силами, возникающими при резком изменении направления движения плит. Видимо, сходная обстановка возникла и в Карибском регионе в предальбское время, когда произошло резкое возвратное перемещение Южно-Американской плиты на расстояние 200 км. Вероятно, за счет инерционных сил произошла деформация юрско-ранне-меловых отложений пассивной окраины Южной Америки – группы Каракас, которая несогласно перекрывается отложениями альба. Поскольку

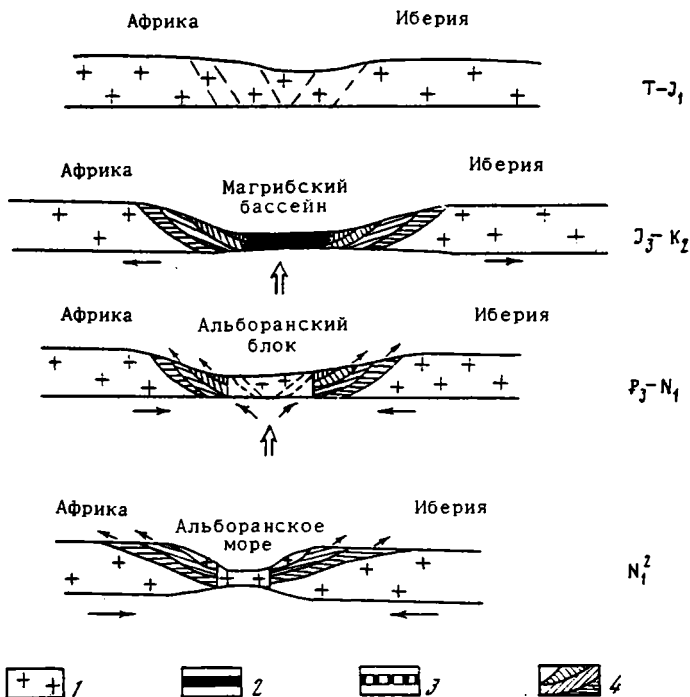


Рис. 56. Модель палеотектонического развития складчатого обрамления Альборанского моря

Условные обозначения к рис. 56, 57

1, 2 — кора: 1 — континентальная, 2 — океаническая; 3 — новообразованная океаническая кора малого бассейна; 4 — тектонические пластины пассивных окраин Иберии и Африки, разделенные листрическими сбросами либо надвигами

с возвратным движением Южной Америки были связаны и другие важные события, такие как первое столкновение Южной дуги с континентом, изменение соотношений на обратные между пододвигаемой и нависающей плитами Пацифики и Атлантики, то вопрос о причине складчатости группы Каракас может быть спорным, однако, на мой взгляд, предложенный вариант сохраняет свою состоятельность.

Таковы в общих чертах причины различных типов тектонических деформаций, связанных с формированием складчатых обрамлений малых океанических бассейнов.

О ПРИРОДЕ МАЛЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

При разборе истории формирования складчатого обрамления современных глубоководных впадин с океаническим типом коры было показано, что сами впадины формировались в результате различных процессов, т.е. происхождение их различно. Суммируя и сопоставляя эти данные, можно в самом общем виде разделить их на две группы — реликтовые и новообразованные.

Относительной простотой строения должны характеризоваться реликтовые бассейны. Они представляют собой части прежних океанических пространств, прилегающие к структурам с иным типом коры и отделенные от океанов или смежных глубоководных впадин иной природы либо крупными континентальными блоками и складчатыми сооружениями, либо современными островными дугами. К подобного типа бассейнам принадлежит Мексиканский залив, представляющий отмершую западную ветвь раскрывавшейся Северной Атлантики. Исключительность положения Мексиканского залива определяется в основном его континентальным обрамлением с недеформированным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом, что связано с первоначальными условиями рифтинга, разделившего континентальные блоки Северной и Южной Америк. Своеобразие его положения как бы внутри Северо-Американского континента обусловлено существованием в поздней юре и раннем мелу крупного трансформного разлома, по которому осевая зона спрединга Атлантики смещалась южнее Багамской шпory на север. Выше отмечалось, что следы существования этого разлома хорошо документируются сейчас по результатам сейсмических исследований. Полное запечатывание Мексиканского залива Юкатанским блоком произошло в начале раннего мела, после чего характер морских осадочных разрезов в его пределах становится близким разрезам Флорида-Багамского района.

Вопрос о природе Венесуэльской и Колумбийской впадин Карибского моря исключительно сложен. При его решении, видимо, в первую очередь, должны приниматься во внимание следующие соображения.

1. Строение коры впадин, известное по данным сейсмических исследований, характеризующееся заметным (до 18–20 км) увеличением мощности за счет рыхлого осадочного чехла (около 1 км), вулканогенно-осадочного комплекса (до 2 км) и мощности второго и третьего слоя (4–6 км).

2. Данные грубоководного бурения, результаты которого показывают, что наиболее молодые по возрасту магматические породы океанического типа в пределах впадин датируются сантоном — коньяком.

3. Интерпретация полосовых магнитных аномалий, показывающая в юго-западной части Колумбийской впадины кампанскую кору, а в северной части Венесуэльской впадины — позднечурскую.

4. Достаточно уверенные и многочисленные результаты расчетов движения континентальных плит Северной и Южной Америк, свидетельствующие о том, что эти плиты с поздней юры до эоцена в целом удаля-

лись друг от друга и, следовательно, область океанической коры между ними должна была увеличиваться.

5. Геологические данные по строению складчатого обрамления, среди которых наиболее важными для обсуждения данного вопроса являются: 1) существование верхнеюрских офиолитов; 2) энсиматический характер позднеюрско-раннемеловых и меловых островодужных комплексов, причлененных к континентам; 3) доказательства кампанского возраста заложения Панамско-Коста-Риканской энсиматической дуги; 4) петролого-геохимические данные по комплексам базальтов океанического типа, участвующим в строении обрамлений.

Сопоставляя и учитывая все эти данные, наиболее обоснованно представить себе следующее суждение о природе Колумбийской и Венесуэльской впадин. Область этих впадин с разделяющим их подводным поднятием Беата представляет собой измененную (с увеличенной мощностью 2-го и 3-го слоев и присутствием перекрывающего второй слой вулканогенно-осадочным слоем) развивавшуюся с поздней юры по конец мела кору Пацифики, отгороженную от нее в кампане Панамско-Костариканской дугой. По границе этой коры и океанической коры Атлантики происходило формирование и развитие энсиматических островных дуг, часть которых испытала столкновение с континентами, а часть стала неактивной вследствие выхода на границу по трансформному разлому (на севере) и в результате перескока зоны поглощения в сторону Атлантики (на востоке).

Пожалуй, наиболее трудной является часть вопроса, касающаяся причин увеличения мощности 2-го и 3-го слоев и появления вулканогенно-осадочного слоя. Одно из первых предположений объясняет эту специфику строения прохождением Карибского выступа Пацифики над Галапагосской горячей точкой. Увеличение мощности коры по аналогии с другими бассейнами, ограниченными островными дугами, можно объяснить также преобразованиями, связанными с наложенными задуговыми процессами. Судя по петролого-геохимическим характеристикам базальтов и диабазов, вскрытых скважинами глубоководного бурения, они хорошо укладываются в тренды океанических составов. Проблема, следовательно, заключается в определении условий, результатом которых явилось чередование осадочных и вулканических пород километровой мощности. Поскольку установить это можно только прямыми методами исследования, то пока проблема остается нерешенной. Остается несомненным только то, что в пределах Венесуэльской и Колумбийской впадин магматические породы океанического типа в некоторых случаях формировались вплоть до кампана, т.е. до времени начала крупных перестроек во всем Карибском регионе. Вспомним столкновение Гондурасско-Никарагуанского блока, заложение Панамско-Коста-Риканской островной дуги на западе региона, столкновение Северной (Кубинской) дуги на севере, несколько более позднее (маастрихт) начало столкновения Южной дуги (Венесуэльской) и, затем, перескок зоны субдукции с порога Авес в район Малых Антилл. Все эти события совпали с заверше-

нием активного формирования магматических пород океанического типа в Венесуэльской и Колумбийской впадинах.

Однако эта временная взаимосвязь начала крупных перестроек в Карибском регионе и завершения формирования магматических пород в Колумбийской и Венесуэльской котловинах является чисто эмпирической (к тому же фактические данные по котловинам основаны на единичных скважинах глубоководного бурения), вследствие чего эта взаимосвязь не может пролить свет на причины своеобразия строения коры этих котловин. Но вне зависимости от решения этого вопроса, следует подчеркнуть, что как отдельные прямые, так и косвенные данные свидетельствуют о существенно большей вероятности того, что Колумбийская и Венесуэльская котловины представляют собой реликтовую видоизмененную часть литосферы Пацифики.

Вероятно к группе реликтовых впадин должна быть отнесена Гренадская впадина, заключенная между подводным порогом Авес и современной дугой Малых Антилл. Подводное поднятие Авес, как явствует из анализа материалов драгирования в его пределах, представляет собой сооружение островодужного типа мелового–раннепалеогенового возраста, служащее продолжением Антильской островной дуги. Естественно, что заложение в эоцене к востоку от поднятия Авес южной части дуги Малых Антилл отчленило участок океанического ложа, превратив его в изолированную Гренадскую впадину. О том, что Гренадская впадина не является частью Карибского выступа Пацифики, как Колумбийская и Венесуэльская, свидетельствуют не только косвенные данные, но и отличия в строении ее коры, в разрезе которой нет столь характерного вулканогенно-осадочного слоя. Большая мощность осадочного чехла в ее пределах, кроме других факторов, может объясняться также присутствием в его низах образований типа аккреционной призмы, аналогичной современной Барбадосской.

Таким образом, кажется достаточно убедительным, что Гренадская впадина представляет собой отчлененный участок коры Атлантики. Процесс образования этой впадины сходен с таковым Алеутской котловины Берингова моря.

В Западно-Беринговоморском регионе находится еще один из крупных реликтовых малых океанических бассейнов – Алеутский. Главным отличием его от Мексиканского залива является характер обрамления. Выше было показано, что со стороны континентов он ограничен складчато-покровными сооружениями Корьякии и Беринговоморского шельфа, а с юга и юго-запада, со стороны Тихого океана – современной Алеутской островной дугой. При этом структуры складчато-покровного обрамления создавались, с одной стороны, в результате поглощения частей той же плиты Кула под континентом и формирования окраинно-континентальных поясов и, с другой – за счет причленения к континенту чужеродных блоков, которые плита несла на себе. Строение коры Алеутской впадины, так же как и Мексиканского залива, отличается от океанического в основном лишь увеличенной мощностью осадочного чехла, что еще более

подтверждает идею, что эти бассейны являются отгороженными частями океанов. Однако относительно Алеутской впадины остается неясным вопрос, почему в ее пределах не отмечаются какие-либо следы задуговых процессов, хотя поглощение океанической коры Тихоокеанской плиты происходит во фронте Алеутской дуги уже на протяжении не менее 50 млн лет.

Если рассмотренная группа малых океанических бассейнов является реликтовой и в Западном Средиземноморье не известна (хотя и характерна для Восточного Средиземноморья [110]), то группа новообразованных бассейнов характерна для всех трех регионов. В Карибском регионе эта Юкатанская впадина и трог Кайман, в Западном Средиземноморье – Лигурийская, Балеарская и Северо-Алжирская впадины и в Западном Беринговоморье – Командорская впадина.

Юкатанская и Командорская впадины принципиально сходны по характеру формирования – обе начали раскрываться после столкновения островных дуг с континентами. В тылу этих дуг оставались участки относительно древней океанической коры, которые подверглись рифтингу и после начала спрединга начали поглощаться под смежные структуры – Никарагуанское подводное поднятие и причлененную Говенско-Карагинскую дугу. В результате этого сформировались недолго существовавшие вулканическая дуга Кайман–Сьерра-Маэстра и Апулко-Вивенский вулканический пояс. Новообразованная кора этих впадин по строению очень близка типичной океанической. Структуры обрамления этого рода впадин созданы не только за счет событий, предшествовавших их формированию, как в случае реликтовых бассейнов, но и непосредственно в процессе их образования (отмеченные вулканические дуги и пояс, зоценовые тектонические покровы на Кубе, скупивание в подводном хребте Ширшова).

Несколько иной обстановкой характеризовалось формирование Северо-Алжирской впадины Западного Средиземноморья (рис. 57), где расколу подверглись участки континентальной коры Альборанского блока и юга Европы с перемещением и надвиганием этих блоков к югу и юго-востоку на узкую полосу океанической коры Магрибского бассейна, а в другой их части – на северо-запад, вероятно, на утоненную континентальную кору Предбетского бассейна. В результате и были сформированы все структуры и наиболее характерные центробежные тектонические покровы Западного Средиземноморья. Именно в подобной ситуации покровно-складчатое обрамление впадин формировалось одновременно с их раскрытием и было им обусловлено.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что формирование структур складчатого обрамления малых океанических бассейнов может быть либо полностью связано с их раскрытием (случай раскола континентальных блоков Западного Средиземноморья), либо осложнять в основном ранее созданные структуры (случай рифтинга более древней океанической коры Палео-Юкатанской и Палео-Командорской впадин).

Особый пример раскрытия новообразованного малого океанического бассейна мы имеем в случае Кайманского трога. Об этом достаточно

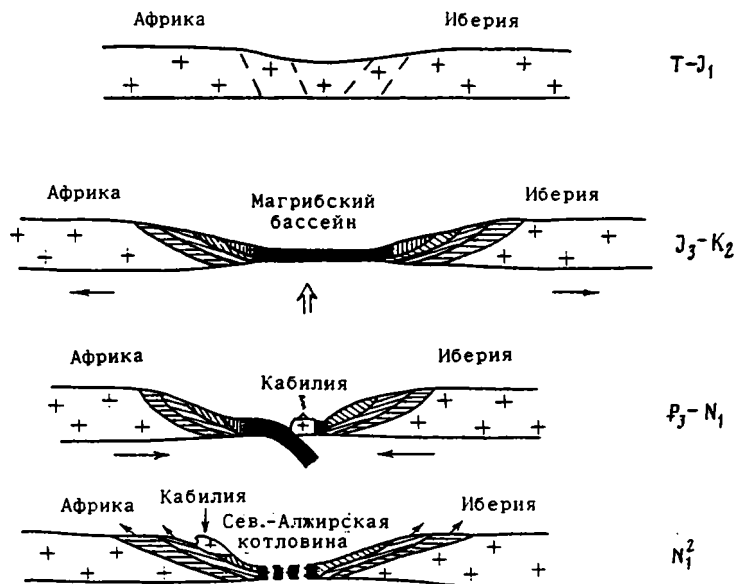


Рис. 57. Модель палеотектонического развития складчатого обрамления Северо-Алжирского малого океанического бассейна

Условные обозначения см. на рис. 56

подробно говорилось выше, поэтому здесь следует лишь подчеркнуть, что формирование бассейнов, связанных с крупными сдвигами, приводит, видимо, лишь к незначительной деформации прилегающих структур обрамления, о чем можно судить как по обрамлению трога Кайман – хребту Сьерра-Маэстра, не скрытому водами, так и по принципиально сходной структуре прогиба Фалькон в Северной Венесуэле.

Как видно из изложенного, при определении природы малых океанических бассейнов важнейшую роль играет изучение истории формирования их складчатых обрамлений.

* * *

Предложенные выше палеотектонические реконструкции с определенной детальностью показывают историю внутренних преобразований в рассматриваемых регионах, приведших к формированию соответствующих малых океанических бассейнов и их складчатых обрамлений. Естественно, что эта интерпретация не может быть вполне однозначной. Однако принципиальный характер движения крупных литосферных плит, так сказать, движения "рамы", расчеты которых проводились многими исследователями, разнятся лишь в деталях. Это дает основание однозначно рассмотреть и сравнить перемещение и взаимодействие крупных литосферных плит в истории развития Карибского, Западно-Средиземноморского и Западно-Беринговоморского регионов.

Карибский регион. Расхождение континентальных плит Северной и Южной Америк в связи с раскрытием Северной Атлантики, начавшееся в поздней юре, практически непрерывно продолжалось вплоть до палеогена. Образующееся между континентальными плитами пространство заполнялось океанической корой Карибского выступа Пацифики. Поскольку движение океанической коры Карибского выступа Пацифики и Атлантики было встречным, вдоль их границ возникали островные дуги. Однако раскрытие Колумбийского и Венесуэльского бассейнов закончилось в кампане и дальнейшее расхождение континентальных плит компенсировалось уже раскрытием Юкатанской впадины. Таким образом, можно говорить, что в Карибском регионе малые океанические бассейны сформировались в условиях расхождения континентальных плит. Образование этих бассейнов прекратилось сразу после смены расхождения континентальных плит их проскальзыванием. В целом весь исторический процесс перемещения и взаимодействия крупных литосферных плит в этом регионе привел к образованию Карибской малой плиты, проскальзывающей между Северной и Южной Америками.

Западное Средиземноморье. В самом общем виде тенденцию перемещений и взаимодействий крупных литосферных плит Африки и Евразии в Западном Средиземноморье можно охарактеризовать как их незначительное расхождение (с формированием океанического пространства между ними) и последующее медленное схождение, в процессе которого происходит столкновение выступающих краев за пределами собственно Западного Средиземноморья, и, как следствие перераспределения напряжений, перестройка в Западном Средиземноморье, приведшая к поглощению меловой океанической коры и раскрытию в неогене новообразованных малых океанических бассейнов. Таким образом, в Западном Средиземноморье образование малых океанических бассейнов происходит в целом в обстановке сближения литосферных плит. Формирование этих бассейнов заканчивается сразу после завершения процесса перераспределения напряжений, т.е. перестройка проходит за счет имевшегося "свободного пространства".

Западно-Беринговоморский регион. Вся мезозойско-кайнозойская история Западного Беринговоморья связана с постоянным схождением Евразии и океанических плит Пацифики. Процесс взаимодействия этих плит приводил, с одной стороны, к возникновению окраинно-континентальных вулканических поясов и постепенному аккретированию различных комплексов к краю континента, сменяемому столкновением с окраиной континента чужеродных блоков, которые заклинивали прежнюю зону поглощения, и перескоком этой зоны в тыл приращенных блоков. В палеогене произошло выдвигание зоны субдукции уже в океан, в результате чего образовался реликтовый Алеутский бассейн, а затем к юго-западу от него после столкновения в миоцене Говенско-Карагинской дуги произошло раскрытие Командорской глубоководной впадины. Таким образом, в Западном Беринговоморье формирование реликтовой и новообразованной впадин произошло на фоне схождения континентальной и океанической плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование покровно-складчатых структур в обрамлении малых океанических бассейнов Карибского, Западно-Средиземноморского и Западно-Беринговоморского регионов и их сравнение позволяют говорить, что условия их образования являются различными. Они коррелятивно связаны с природой смежных глубоководных впадин, расшифровка которой позволяет установить определенные закономерности формирования литосферы в зоне перехода от континента к океану. Выводы, вытекающие из исследования, имеют общетеоретическое и практическое значение для расшифровки истории латеральных рядов континент – окраинное море – островная дуга – океан в рамках общей концепции тектоники литосферных плит. Эти выводы сводятся к следующему.

1. В пределах покровно-складчатого обрамления малых океанических бассейнов Карибского, Западно-Средиземноморского и Западно-Беринговоморского регионов развиты образования структурно-вещественных комплексов, сформированных в различных геодинамических обстановках и лишь впоследствии испытавших тектоническое совмещение. В Карибском регионе автохтонные комплексы обрамления представлены отложениями пассивных окраин Северной и Южной Америк, на которые последовательно шарьированы комплексы континентального склона и его подножия, океанический чехол и образования 2-го и 3-го слоев (офиолиты), островодужные комплексы и причлененные чужеродные блоки. Островодужные комплексы принадлежат различным островным дугам, формировавшимся вдоль границы взаимодействия плит Пацифики и Атлантики. В Западном Средиземноморье автохтонные комплексы также представлены отложениями пассивных окраин Африки и Евразии, которые тектонически перекрыты морскими эпиконтинентальными и глубоководными отложениями погруженных частей утоненной континентальной и, возможно, океанической коры, флишевыми комплексами и пластинами метаморфических пород причлененных чужеродных блоков. Почти полное отсутствие вулканитов свидетельствует о слабом раскрытии Западного Тетиса. В обрамлении глубоководных впадин Западного Беринговоморья преобладают разновозрастные комплексы аккретированных островных дуг и окраинных морей, формирующие последовательно причлененные аккреционные системы, на которые накладываются окраинно-континентальные вулканические пояса разного возраста, маркирующие новые границы континента.

2. Анализ кинематики крупных литосферных плит совместно с анализом истории формирования структурно-вещественных комплексов, участвующих в строении складчатых обрамлений малых океанических бассейнов, показывает, что образование последних может происходить

при диаметрально противоположных обстановках перемещения крупных плит, т.е. как при их дивергенции (Карибский бассейн), так и при конвергенции (Западное Средиземноморье, Западно-Беринговоморский регион). В обоих случаях могут образовываться два принципиально различающихся типа бассейнов. Один из них является реликтовым и связан с отгораживанием океанического ложа островными дугами или континентальными микроплитами (в Беринговом море это Алеутская котловина, являющаяся частью Пацифики; в Карибском регионе – Мексиканский залив и Гренадская впадина, представляющие собой захваченные части Атлантики, а также Колумбийская и Венесуэльская впадины, представлявшие собой видоизмененную часть Пацифики; в Средиземноморье, за пределами рассматриваемого региона, это впадины Восточного Средиземноморья, являющиеся реликтами Тетиса). Второй тип бассейнов связан с раскрытием новых впадин с новообразованной океанической корой, которые формируются за счет локального рифтинга различных по природе участков земной коры – океанической в случае Командорской и, отчасти, Юкатанской впадин и континентальной – в случае впадин Западного Средиземноморья с последующим спредингом и раскрытием новообразованных впадин с океанической корой.

3. Покровно-складчатое обрамление реликтовых малых океанических бассейнов создано до их оформления и не претерпевает изменений после их образования. Структуры обрамления новообразованных впадин испытывают серьезную перестройку в процессе раскрытия впадин или вообще создаются в результате этого процесса, как в случае Западного Средиземноморья. Преобразование структур обрамления открывающихся впадин происходит в зависимости от типа компенсации этого раскрытия: 1) либо за счет поглощения подвергшейся рифтингу древней океанической коры под смежные стабильные блоки (Юкатанская впадина, Командорская впадина); 2) либо за счет торошения, расслаивания, выжимания на различных уровнях, включая мантийный, а также неглубокой субдукции, что вызывается условиями локального растяжения на фоне общего сжатия (впадины Западного Средиземноморья). Процесс раскрытия новообразованных впадин приводит во многих случаях к возникновению на их обрамлении непродолжительно существующих вулканических дуг, кратковременность действия которых обусловлена быстротой раскрытия впадин (7–8 млн лет). Прекращение раскрытия впадин контролируется взаиморасположением крупных литосферных плит.

4. Внешнее сходство покровно-складчатых структур обрамлений малых океанических бассейнов, выражающееся в преобладании центрального расположения по отношению к впадинам тектонических покровов, является лишь конвергентным признаком и не связано с идентичностью процессов образования малых океанических бассейнов.

SUMMARY

Structural differences between continental and oceanic crusts exposed many years ago, and subsequent researches of extensive transitional zones (marginal and mediterranean seas) revealed a suboceanic type of their crust. In 1967 H. Menard introduced the term "small oceanic basins" for these transitional zones. The small oceanic basins are framed either by passive margins, displaying their rifting nature, or by folded zones. The latter, in most cases, have a thrust-fold structure, with nappes being arranged centrifugally with respect to basins. It gives an impression that the nappes were aligned at the areas which are now occupied by depressions, and, respectively, their origin could be related to formation of these depressions. The present investigation seeks to analyse step-by-step the geodynamic environments in the Mesozoic and Cenozoic which caused the thrust-fold zones to form along the periphery of small oceanic basins of the Caribbean (the Atlantic segment), western Mediterranean (the Alpine-Himalayan belt) and western Bering Sea (the Pacific segment) regions, as well as to consider generation conditions for this folded frame.

The Caribbean region. The paleogeodynamic reconstructions for this region are reproduced for the main time spans. Data on position of major lithospheric plates ("frames"), calculated in team-work, were used. Though, the reconstructions inside the "frame" were made by the author using ideas of B. Malfait and M. Dinkelmann about "penetration" (integration) of the Caribbean bulge in the Pacific between the North and South America moving apart.

A general tendency in plate motion lies in divergence of American continents since 180 Ma through 36 Ma, when it reached its maximum. Between 127 Ma and 110 Ma South America was moving back relative to North America. Just by that period of time South America and Africa split off. Later on (after 36 Ma) both American continents were gradually converging, while the small Caribbean plate slipped inbetween.

Triassic-Early Jurassic. At this time the Caribbean basin was "closed". Its place was occupied by Pangea continent. Hence, origination of extended grabs betokened the split of Pangea.

Middle-Late Jurassic. The started breakage and formation of North Atlantic shifted in intra-American region. North and South America separated (split), and sedimentary sequences were deposited on passive margins of these continents. In the place of Gulf of Mexico, and between the Pacific and Atlantic, an oceanic passage originated, and later in the Atlantic, because of the rifting ongoing south, the Yukatan block breaks away of South America and moves north sealing up the Gulf of Mexico.

Late Jurassic-Earliest Cretaceous. The subduction of the older Pacific crust under the young Atlantic crust resulted in formation

of ensimatic proto-Caribbean island arc.

The second half of the Early Cretaceous. A major reconstruction in the region owing to recurrent motion of South America relative to North America. Metamorphism, folding of island-arc sequences. Position of the subduction zone changes - initiation of the Caribbean bulge napping over the Atlantic, that can be explained by higher spreading rates in the Pacific. Formation of two island arcs, in the Caribbean the Northern and Southern ones.

Late Cretaceous. Collision of the western portion of the Northern arc with the passive margin of North America (western and central Cuba) in the Campanian. Evolution of the eastern portion of the Northern island arc. Collision of the Southern island arc with South America in the late Maastrichtian-early Paleocene. The Caribbean bulge is fenced off the Pacific by the Honduras-Nicaragua exotic block and by Panama-Costa-Rica island arc.

Paleocene-Eocene. The eastern portion of the Northern arc was in progress until the middle-latest Eocene. The zone of subduction was seized by the block of the Baghama blind, island arc volcanism ceased in the Northern arc. In the east - a jump of subduction from the Aves swell onto the Lesser Antilles. Divergence of the Yucatan basin owing to the ongoing spreading of the North and South America plates.

Oligocene-early Miocene. Active island arcs in the east - the Lesser Antilles arc and in the west - the Panama-Costa-Rica arc. The ongoing divergence (started in the Eocene) and the opening along the Cayman trough.

Late Miocene-Quaternary. Attachment of the Panama-Costa-Rica arc to South and Central America, which did not cause a substantial reconstruction, as far as till that time too this arc took in the subduction of the Pacific. The ongoing divergence of the Cayman trough. Simultaneous conflicting tendencies - on the one hand, a slight convergence of American plates resulted in formation of structures related to the obduction over the Caribbean basin (the Muretros trench, the Curacao accretion prism), on the other hand, pull-apart basins appear due to strike-slip motion (the Falkon, Tuy-Karyako, Enriquillo basins).

The general present structure of the thrust-fold framing is characterized by a centrifugal vergence of most nappes with respect to deep basins, that is caused by a "run-over" and collision of island arcs with passive margins of continents (an "instant accretion"), however, the local accretion in the back arc basins brought on the appearance of local structures with a reverse vergence of nappes (the Sur Peninsula of Haiti Island, Cuba exotic sialic blocks). The present Pacific and Atlantic domains bordering the Caribbean region which related to formation of ensimatic island arc at the boundary of the Caribbean crust with the Pacific and Atlantic, have a kind of centrifugal vergence of thrusts with respect to the Caribbean basins, being associated with the Pacific and Atlantic plate subduction and with accretion prism origin (a "gradual accretion").

The nature of deep basins with suboceanic crust in the Mexican-Caribbean region is different. The most part of them may be considered as relic ones as they represent the fenced off areas of

the Atlantic (the Gulf of Mexico, Grenada) or Pacific (the Columbian and Venezuelan basins). The second group of basins may be called as newly formed basins (the Yukatan basin, Cayman trough); they were brought about by the rifting as a response on the ongoing motion of major lithospheric plates.

The Western Mediterranean region. To reveal the geodynamic environment for formation of the folded region under consideration there was used a palinspastic base of lithospheric plates arrangement around the western Tethys for different time spans, carried out by the Russian-French group of the joint Project "Tethys" (project leaders X. LePichon, A. Monin, 1984). This palinspastic base is more justified, and in the whole is well correlates with the geological material available, as well as with update reconstructions made earlier. In the Jurassic and Early Cretaceous, after the split of Pangea, the African continent migrated east-south-east along the boundary with Eurasia creating spreading conditions in the Mediterranean from north-north-west to south-south-east. In the Late Cretaceous these motions changed into the reverse resulting in deformations and folding in the Alpine belt of Europe, but the rate of convergence was low (1.5 cm/yr).

Triassic and early Jurassic. Like the Caribbean basin at that time the Western Mediterranean was 'closed' by converged Pangea II continents. East of the Western Mediterranean a vast oceanic space of Eastern Tethys exposed. Formation of large shear zones, the first - parallel to Maghreb and the second one - along the Atlases, was in progress.

Middle-late Jurassic. The sinking and spreading along the Maghreb and extension along Atlas shears with thick accumulation of sediments. The rifting along the Maghreb shear zone, origination of asymmetrical passive margins of the opening Maghreb basin with accumulation of flysch beds on the steep northern side and of clayey-carbonaceous and terrigenous layers on the gentle southern flank. The oceanic crust originated from east to west in the slowly spreading Maghreb basin with simultaneous deepening.

Early Cretaceous. The ongoing slow spreading of the Maghreb basin resulted in the African plate displacement south-east of Iberia and Europe. Flysches keep up accumulating on the steep northern edge, while on the southern one - carbonate-marly, and on the eastern slope - sandy beds. The Atlas trough was filled with sediments. East of the Western Mediterranean the Ligurian ocean was closing in the uppermost Early Cretaceous that did not produce an effect on the environment in the Maghreb basin.

Late Cretaceous. Deep-water phthanites and marly facies extending over the whole southern (African) edge display a considerable sinking in the Maghreb basin. Simultaneous reduction in flysch thickness on the northern edge due to the basin deepening. Reorganization of plate motions around the Tethys in the late Senonian caused no changes in the environment, but the oceanic crust accretion ceased in the Maghreb basin.

Paleocene-Eocene. Until the late Eocene the evolution is similar to that of the Cretaceous. In the late Eocene Africa starts approaching Europe and Iberia. The Alboran block breaks off the southern Europe and migrates in the west. The first tectonic

movements (Priabonian) including overthrusting on the northern edge of the closing Maghreb basin were due to the Alboran block migration. A change in the direction of the African plate motion provokes the sluggish folding in the Atlas trough.

Miocene. A change in plate interaction around the Tethys. The African plate moves in the north-western direction instead of meridional one with respect to Europe and Iberia. On the African side of the Maghreb basin the type of sedimentation changes - following the Tethyan marly beds the Numidian sandstones of Aquitanian-Burdigalian age accumulate. The Alboran block advance to the west, that left behind the Kabylie masses, resulted in formation of thrust-fold structures. Subduction of the oceanic crust of the Maghrib basin initiated the short-time volcanic arc origination on the Kabylie masses, as well as the North-Algerian basin formation in their back parts. Due to "back-arc" spreading in the Alboran Sea the formation of nappes in the Morocco Riff was in progress. Exclusively centrifugal (with respect to recent deep basins) vergence of the nappes located on the edges of the African and Europe continents, as well as practically simultaneous origination of nappes and the basins with oceanic crust, confirm that the thrust-fold structures of the Western Mediterranean originated due to the opening of the newly formed basins. This process occurred under local extension of the lithosphere in conditions of general compression.

The Bering Sea region. The paleogeodynamic analysis of processes prompted the formation of structures of the western folded framing of the Bering Sea basins, showed that those were accretion processes mainly. The author together with A.P.Stavsky, M.V.Kononov and L.P.Zonenshain carried out the quantitative interpretation of these processes basing on the computations made by M.V.Kononov on directions and motion rates of the Kula and Pacific plates. As follows from the computations both oceanic plates were converging with the Eurasia continental plate during the past 110 mln.years, the motion in general being north-western. The velocity of the Kula plate motion changed insignificantly, it was 16.5 cm/yr, while the rate of convergence of the Pacific and Eurasia plates varied from 6.7 to 8.3 cm/yr.

Two aspects are basic when evaluating the paleogeodynamic situation. First, it is the position of volcanic belts of active continental margin. The Late Cretaceous Okhotsk-Chukotka belt marked Eurasia continental margin, while the Paleogene-early Miocene West Kamchatka-Koryak belt marked the margin of the North Koryakia domain accreted to Eurasia. The second aspect is the obvious existence of the Cretaceous and Paleogene ensimatic island arcs which wouldn't evolve in proximity with volcanic belts (i.e. at the place where they are located in the present structure) and, hence, they extended eastward, into the ocean. When major structures (island arcs or different blocks) were accreted (collided) to the continental margin, then subduction zones became seized up and got arrested, and consequently, volcanic belt recovered from activity. The ongoing oceanic plate motion resulted in formation of a new zone of oceanic crust consumption in the back part of the accreted domain.

The first stage of formation of the accreted structure of the

North Koryakia, which terminated with a seizure of the Okhotsk-Chukotka subduction zone, was recently considered by S.D.Sokolov. Below the attention is concentrated on the concluding stages of formation of the Bering basins folded margins.

Late Cretaceous. The activity of the Okhotsk-Chukotka belt was in progress until the Turonian., then it was dying down. In the middle of the Late Cretaceous (Coniacian) within the Pacific the Olyutor (Vatyna-Bowers) arc with the zone of subduction from the north-west was set up. High spreading rates in the Pacific promoted the arc motion (obduction) toward the continent (similar to the Caribbean bulge advance in the Caribbean region). In the Maestrichtian the subduction zone of the Okhotsk-Chukotka belt got seized.

Paleogene-early Eocene. Reorganization related to cessation of the subduction under the Okhotsk-Chukotka belt. Reconstruction in the Olyutor arc - it breaks along the fault because the Kula plate split into the Aleutian and Paleo-Komandor parts. Initiation of the Pacific plate subduction from the east and under the eastern part of the former Olyutor arc, and evolution of the Paleogene Goven-Karaginsky island arc. In the early Eocene the Aleutian island arc appears, separating the Aleutian part of the Kula plate from the Pacific.

Late Eocene-early Miocene. A gradual cessation of the subduction under the Goven-Karaginsky arc and its fast convergence with the accreted system of Koryakia and Kamchatka. The subduction resulted in the formation of the Koryak-Western Kamchatka volcanic belt of Eocene-early Miocene age. As a result of interaction between the Aleutian and Paleo-Komandor crusts, when the latter was following the Olyutorsky block (the Goven-Karaginsky arc), the submarine Shirshov Ridge arose.

Middle Miocene-Quaternary. The Olyutorsky block collides with the margin of Eurasia (accretion system of Koryakia). The western slope of the Shirshov Ridge splits and the recent deep Komandor basin is spreading. This spreading is compensated by subduction of older and more heavy Paleo-Komandor oceanic crust under the accreted Olyutorsky block. As a result the late Miocene-early Quaternary Apuka-Vyvenka volcanic belt appears which is superimposed over the Olyutorsky block, while at the northern extension of the spreading axes of the Komandor basin the Apuka rift with volcanites of a special geochemical specificity originates.

C o n c l u s i o n. In the general present structure of the nearest folded framing of basins (the Olyutorsky block) the outer or frontal centrifugal nappe system are distinguished, which is related to a collision of the block with the Koryakia nappe system accreted earlier. The inner nappe system has a reverse vergence of thrusts that is due to a process of formation of the Goven-Karaginsky accretion prism at the subduction zone (a "gradual" accretion).

The nature of the Bering Sea basins is different - the Aleutian basin is a relict part of the Pacific, isolated by the island arc of the same name, the Komandorsky basin is a newly formed part, originated as a result of rifting of the older Paleo-Komandorsky oceanic crust. The opening of this basin was compensated by the older crust subduction under the Olyutorsky block.

In general, for nappes of the framing under consideration a centrifugal direction relative to deep basins with a corresponding vergence of folded structures is very characteristic. It is well displayed in the Western Mediterranean in the thrust systems of the Betique Cordilleras and Balearic islands, where the nappes migrated northward, as well as in the nappes of the Tellian-Rifian area, where they moved southward, i.e. from the North-Algerian basin and the Alborn Sea. The similar situation is observed in the Caribbean region - the nappes of the northern framing (Cuba, Haiti, Puerto-Rico) travelled northward, while that of the southern framing (Northern Venezuela) migrated southward.

In the Western Bering Sea region a frontal thrust of the Olyutorsky block, framing the Komandor basin, is exceptional. Along this thrust the Cretaceous siliceous-volcanogenic sequences are obducted over the Ukelayatsky flysch. Thus, a general picture is similar to that in the Western Mediterranean and Caribbean region.

Though, in the all three regions in certain zones the thrusts have both reverse inclination and vergence of fold structures. The similar interrelations are revealed in the southern part of Haiti Island in the Caribbean region, in the off-shore zone of the Olyutorsky block in the Bering Sea region. The southern vergeance of the thrusts on Haiti Islands marks the attachment of the Sur Peninsula block to the island arc structure of the Greater Antilles. A similar case is observed on the Olyutorsk Peninsula in the Bering Sea region, where nappes and thrusts occurring in different oceanic basalts dip northwards, i.e. off the Komandor basin. Structures with a reverse vergence are studied in the off-shore part of the Malinovsky Ridge, on the Govenia Peninsula, and on the Karaginsky Island. In all the cases the accreted nature of the mentioned structures is obvious.

These two types of structures display more completely the conditions and processes for formation of the fold framings. The first, "centrifugal", type of structures originated due to convergence and collision of major blocks with continents. In such a collision there are involved either fragments of a micro continent that is more characteristic of the Western Mediterranean, or island arcs, or parts of them, that is well shown at the western margin of the Bering Sea and at the northern and southern framings of the Caribbean region. It is just the wide-scaled collision that gives the origin for the extensive nappes advancing far from the frontal part. These nappes are preceded by "squeezing" sheets formed when continental blocks were thrust over the gentle slope of the basin with a thick sedimentary column, and the presence of underlaid plastic evaporates promote the process (Western Mediterranean). According to the known models at the collision the nappes are pushed out on the continent. The ophiolite sheets occurring in the framings of the Caribbean and Bering Sea regions confirm that beside the upper horizons of the crust the process involved the parts of the whole lithospheric slab.

When colliding the block experiences maximum deformations in the frontal and rear parts (like at a head-on collision of trains). Deformations in different zones of the Olyutorsky block and in the arc of Greater Antilles may serve as an example. At the same time in

the central parts of the blocks collided (the Ylpinsk-Pakhacha zone in the Olyutorsky block, the axial part of the central Cuba, the central parts of the Kabillie masses) the folding is rather simple, nappes are absent.

The second type of deformations is related to the accretion of small blocks and slices composed of various complexes, among them the complexes of oceanic group play a dominant part. These are represented by differently arranged fragments of accreted prisms or wedges. The intensity and character of deformations in various blocks and slices of the accretion prisms are substantially different. Maximum intensity of deformation is observed in the subduction melange.

A succession of tectonic slices in the accretion prisms can be both direct and reverse one. A direct arrangement occurs more often with the accretion of large blocks composed mainly of massive rocks, like at the Sur Peninsula on Haiti and on the Olyutorsky Peninsula. Probably, the tectonic slices of the Olyutorsky Peninsula composed of different basalt series may represent a normal sequence of the accreted volcanic domain, and the decollements available are confined to boundaries between different lithological units. This case is typical for an "instant" accretion or origination of accretion wedges, when decollements transforming into thrusts and nappes do not upset a normal stratigraphic succession. Quite another structures appear with a gradual accretion when accretion prisms originate. The study of these structures were initiated recently, and for the present one can speak about general regularities in their origination. The most striking and well known example is appearance of chaotic melange bodies similar to the Franciscan Suite of California. Numerous examples, including deep sea drilling in trenches and researches with submersibles as well as computations, showed that the most part of sediments were taken up in the course of subduction, and the accretion proceeded intermittently. Naturally, "scraping off" the sedimentary sequences from the subducting plate will result not only in the folding of piles of sediments, but in decollement too that will disturb the normal relationship, as the next portion of sediment piles with normal sequence will get moving under the accreted slice, and, consequently, the younger sediments will occur lower than the older ones belonging to the slice accreted earlier. The similar situation is noted in the well dated accretion prism of the Muertos trench on Haiti, as well as in the accretion prism of the Karaginsky Island. Possibly, the intermittent accretion results in alternation of tectonic slices composed of structural complexes of different geodynamic environment.

A more complicated situation is observed in the fold framing of the Alboran Sea. Deformations in the Betic Cordillera and Morocco Riff are caused not only by a collision of the block with Iberia and Africa margins, but by the spreading of the block central parts with the origin of the thinned crust of the Alboran Sea and by centrifugal piling up of slices along the periphery. This type of deformations, transforming the primary listric faults into the thrusts, is characteristic of regions where tension and compression conditions are in temporal and spatial neighbourhood. If the frame

of the converging Iberia and Africa was not available than with a split of the Alboran block an oceanic depression with passive undeformed margins would occur, like the depression of the Ligurian Sea in the Western Mediterranean. This type of deformations can be called the deformations at the expense of local tension at the background of general compression.

The history of fold framing of the small oceanic basins shows that the origin of these basins is different. In general, two groups can be distinguished - relict and newly formed basins.

The relict basins represent the parts of the former oceanic spaces adjoining the structures with the different type of the crust, and separated from oceans or neighbour deep basin of different nature by either major continental blocks and fold domains or by recent island arcs. The Gulf of Mexico representing an extinct branch of the opened North Atlantic can be attributed to such basin type.

The Columbia and Venezuela basins together with the Beata Rise separating them, represent an altered crust of the Pacific evolved since the late Jurassic through the latest Cretaceous. Along the boundary between this crust and the Atlantic oceanic crust the ensimatic island arcs originated and evolved. A part of the arcs collided with the continent, while another portion became inactive due to separation from the Pacific.

The Grenada basin, located between the Aves swell of island arc nature and the recent Lesser Antilles arc, can be attributed to this group.

In the Eocene the initiation of the southern part of the Lesser Antilles arc east of the extinct Aves arc fenced off a portion of the oceanic floor turning it into the isolated Grenada basin. The latter is not a part of the Caribbean bulge of the Pacific, unlike the Columbia and Venezuela ones, that is proved both by indirect data and by the difference in the crust structure. A great thickness of the sedimentary cover within it can be explained, beside other factors, by occurring of structures of the accretion prism type, similar the recent Barbados prism, in its lower parts.

The Aleutian basin in the Western Bering Sea region is one of the group of relict basins. From the continental side it is bordered by thrust-fold domains of Koryakia and Bering Sea shelf, while from south and south-west, from the Pacific side, it is protected by the present Aleutian island arc. Structures of the thrust-fold framing were formed owing to the attachment of exotic blocks, which the Kula plate carried on, to the continent, and they took shape mainly prior to fencing off the basin.

The newly formed basins are characteristic of all the three regions. The Yucatan basin and the Cayman trough are the notable examples in the Caribbean region, the Ligurian, Balearian and North-Algerian basins - in the Western Mediterranean, and the Komandor basin - in the Western Bering Sea region.

The Yucatan and Komandor basins are similar in formation character, the both started spreading following the collision of the island arcs with the continents. In the back parts of these arcs the were left areas of relatively old oceanic crust, which were subjected to rifting and following the initiation of spreading they

were consumed under the adjacent structures. As a result the Cayman-Sierra-Maestra volcanic arc and the Apuka-Vyvenka volcanic belt originated which lived not long. The newly formed crust of these basins is very similar in structure to the typical oceanic one. The framing structures of such basins originated owing to the events preceeding their origin, like for the relict basins, as well as in the course of formation of these basins (the mentioned above volcanic arcs and belts, the Eocene nappes in Cuba, the piling up in the Shirshov Ridge).

Formation of the North Algerian and Alboran basins was characterized by a distinctive environment, where the continental crust area of the Alboran block and Southern Europe were subjected to breakage with transportation and thrusting of these blocks southwards and south-eastwards over the narrow band of the oceanic crust of the Maghreb basin, while the outer parts were thrust north-eastwards over the thinned continental crust of the Pre-Betic basin. As a result all the structures and the most characteristic centrifugal nappes of the Western Mediterranean were formed. Just in the similar situation the thrust-fold framing of the basins originated simultaneously with, and owing to, their opening.

Thus, the formation of structures of the thrust-fold framing of small oceanic basins may be related either to their opening (the case of breakage of the Western Mediterranean block), or may complicate the structures formed earlier (the case of rifting of the older oceanic crust of the Paleo-Yucatan and Paleo-Komandor basins).

The Cayman trough is a special example of rifting in the newly formed basin. The trough originated due to major strike-slip along the boundary between the lithospheric plates. Formation of basins, related to major strike-slips, results in insignificant deformation of adjacent framing structures, that can be proved by the Sierra-Maestra Ridge - the Cayman trough framing exposed out of water.

Paleotectonic reconstructions submitted show with detail the history of inner transformations in regions under consideration, which resulted in formation of small oceanic basins and their framing. Naturally, this interpretation can't be conclusive. However, the principal characters of major lithospheric plate motions, so-called "frame" motions, that were calculated by many scientists, differ in details only. It gives grounds to consider and compare the motion and interaction of major lithospheric plates through the regions' history.

The Caribbean region. Divergence of continental plates of North and South America, resulted from the spreading in North Atlantic (started in the late Jurassic), kept going continuously until the late Paleogene. The area between continental plates was filled with the oceanic crust of the Caribbean bulge of the Pacific. As the motion of the oceanic crust of the Caribbean bulge and of the Atlantic was opposing, the island arcs appeared along their boundaries. However, the spreading of the Columbia and Venezuela basins ceased in the Campanian, and the further divergence of the continental plates was compensated by the Yucatan basin spreading. Thus, one may say that in the Caribbean region the small oceanic basins were formed under divergent conditions of continental plates.

The formation of these basins ceased immediately after the process of continental plate divergence was replaced with the slipping in of them. In the whole, the historic process of motion and interaction of major lithospheric plates in this region resulted in formation of the Caribbean small plate slipping in between the plates of North and South America.

The Western Mediterranean. At first, the motion and interaction of major lithospheric plates of Africa and Europe in the Western Mediterranean imply the insignificant divergence and formation of a limited oceanic space between them. Then a slow convergence of continental plates initiates resulting in the collision of the Adriatic bulge with Europe beyond the limits of the area under consideration. As a result, redistribution of tension as well as reconstructions happened in the region. The latter manifested itself in the Corsika-Sardinia and Alboran blocks breakage off Europe, in consequent transportation of those blocks and consumption of the oceanic crust formed earlier under them, as well as in the opening of newly formed basins with oceanic crust in the back areas. Hence, formation of the small oceanic basins in the Western Mediterranean proceeded in conditions of lithospheric plates convergence. Formation of these basins ended immediately after cessation of tension redistribution, i.e. reconstruction went at the expense of a "free space" available.

The Western Bering Sea region. The whole Mesozoic-Cenozoic history of the region is related to a constant convergence of Europe with the Pacific plates. Interaction of the plates resulted, on the one hand, in the origin of volcanic belts on continental margins and in a gradual accretion of different complexes to the continent edge, that was replaced by collision of exotic blocks and the continental margin, with seizing the former zone of consumption and the jumping of this zone into back parts of the blocks accreted. In the Paleogene the subduction zone extended into the ocean to form the relict Aleutian basin; and then south-west of the basin, after the Olyutorsky block collision in the Miocene, the Komandor basin opened. Thus, the formation of the relict basin took place on the background of convergence of the continental and oceanic plates.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамович А.Ф. Геологическое строение и некоторые закономерности размещения месторождений полезных ископаемых Восточной Кубы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 27 с.
2. Адамович А.Ф., Чехович В.Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39, вып. 1. С. 11–25.
3. Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 3. С. 111–123.
4. Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Там же. 1979. № 1. С. 85–96.
5. Бен-Аврахам З., Нур А., Джонс Д., Кокс А. Континентальная аккреция: От океанических плато к аллохтонным массивам // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 101–121.
6. Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Грачев Т.В. и др. Первые результаты Pb/Sr датирования метаморфических пород Большой Антильской дуги: Возраст комплекса Мабухина Кубы // ДАН СССР. 1988. Т. 301, № 4. С. 924–927.
7. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 219 с.
8. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1183–1187.
9. Богданов Н.А., Кеппель В.В., Федорчук А.В. и др. Магматические и метаморфические породы подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1988. С. 231–245.
10. Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П. Геология глубоководных впадин Берингова моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984. С. 4–11. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов; Т. 6, ч. 2).
11. Богданов Н.А., Тильман С.М., Чехович В.Д. Мезозойско-кайнозойская история геологического развития юга Корякского нагорья // Геология морей и океанов. Л.: Наука, 1988. С. 105–123. (XXVIII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).
12. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
13. Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст Ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 71–78.
14. Гайнанов А.Г., Косминская И.П., Строев П.А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 8. С. 3–11.
15. Гатинский Ю.Г. Геотектоника и история формирования геологических структур юго-востока Азиатского континента: (Проблема соотношения конструктивных и деструктивных процессов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1983. 45 с.
16. Геодинамическая карта СССР / Под ред. Л.П. Зоненшайна и др. М.: Недра, 1989.
17. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 342 с.
18. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 157 с.
19. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
20. Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.И., Беньямовский В.И. и др. Планктон в палеогене полуострова Ильинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
21. Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н. Расчле-

нение олигоцен-нижнемиоценовых толщ Восточной Камчатки (залив Корфа) // Там же. 1988. № 1. С. 3—16.

22. Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозой Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. Ч. 1. С. 62—65.

23. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.

24. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 273 с.

25. Жегалов Ю.В. Командорские острова // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатская область, Курильские и Командорские острова, ч. 1: Геологическое описание. С. 645—676.

26. Зоненшайн Л.Р., Деркур Ж., Козьмин В.Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана. Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1989. С. 104—115.

27. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 227 с.

28. Иващенко П.У., Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф. Геология Командорских островов. Владивосток: СахКНИИ, 1984. 192 с.

29. Кепежинский П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.

30. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.

31. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 256 с.

32. Колесников Ю.А. К проблеме пульсирующе расширяющейся Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 107—114.

33. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 167 с.

34. Краченко-Бережной И.Р., Чехович В.Д. Проблема офиолитов юга Корякского нагорья и острова Карагинского // Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 43—45.

35. Кропоткин П.Н. Динамика земной коры // Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973. С. 27—59.

36. Левин Л.Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 215 с.

37. Левченко В.А. Тектоническая эволюция и нефтегазоносность межокеанских переходных областей (на примере Мексикано-Карибского региона): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1985. 59 с.

38. Ломизе М.Г. Сравнительный анализ Арауканского (Анды) и Охотско-Чукотского вулканических поясов // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток. 1976. С. 182—183.

39. Лутц Б.Г. Формационные типы офиолитовых разрезов: (Интерпретация офиолитов как остатков океанической коры) // Геодинамические исследования. М.: Недра, 1989. № 13. С. 69—93.

40. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).

41. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. и др. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса // Геотектоника. 1977. № 6. С. 15—31.

42. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса: Материалы по сравнительной тектонике: Альпийско-Гималайские складчатые области. М.: Мир, 1977. Т. 1. 452 с.

43. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

44. Милановский Е.Е. Становление и современное состояние концепции расширения и пульсации Земли // История геологии. М.: Наука, 1984. С. 41—51 (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов; Т. 21).

45. Мильян Г., Сомин М.Л., Диас К. Новые данные по геологии горного массива Сьерра-дель-Пуэрто Восточной Кубы // ДАН СССР. 1985. Т. 283, № 6. С. 1442—1446.

46. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144—149.

47. Моссаковский А.А., Альберт Х.Ф. де. Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласс // Геотектоника. 1978. № 3. С. 100—118.
48. Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. Метаморфические комплексы и проблема фундамента альпийских структур Центрального сектора Кубы // Там же. 1986. № 3. С. 5—24.
49. Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д. Тектоника Кубы. М.: Наука, 1987. 179 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 425).
50. Новая глобальная тектоника: (Тектоника плит). М.: Мир, 1974. 471 с.
51. Очерки по геологии Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. 119 с.
52. Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. 279 с.
53. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
54. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
55. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
56. Пейвее А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
57. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
58. Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Луиз-Рифа М. Тектоническая карта Кубы // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 7—31.
59. Пушаровский Ю.М., Моссаковский А.А. Геологическая карта Кубы // Вестн. АН СССР. 1986. № 10. С. 113—119.
60. Рутген М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.
61. Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона: (Опыт анализа с позиции тектоники литосферных плит) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 73—92.
62. Серова М.Я. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Корякского нагорья (полуостров Говена) // ДАН СССР. 1969. Т. 185, № 2. С. 412—415.
63. Серова М.Я. Планктонные фораминиферы верхнепалеоценовых отложений полуострова Говена (Корякское нагорье, северо-западная часть Тихоокеанской провинции) // Вопр. микропалеонтологии. 1970. Вып. 13. С. 168—179.
64. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1988. 48 с.
65. Сомин М.Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 219 с.
66. Стаевский Л.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32—42.
67. Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 12—28.
68. Сухов А.Н., Ляпунов С.В., Друбецкой Е.Р. Новые данные по геохимии и абсолютному возрасту магматических и метаморфических пород хребта Ширшова // Тез. докл. III Всесоюз. съезда океанологов. Л.: Наука, 1987. С. 36—37.
69. Тальевани М., Лангсет М. Динамика океанической коры // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 28—54.
70. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майны-Какыйне (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139—146.
71. Тектоника Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1964. 363 с.
72. Теркот Д., Шуберт Ж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1965. 727 с.

73. Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. 1987. Т. 292, № 5. С. 1220—1222.
74. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука. 1982. С. 5—30.
75. Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
76. Фонсека Е., Зеллеузи В.Н., Эридия М. Особенности строения офиолитовой ассоциации Кубы // Геотектоника. 1985. № 4. С. 88—99.
77. Хаин В.Е. Региональная тектоника: Северная и Южная Америка, Африка, Антарктида. М.: Недра, 1973. 545 с.
78. Хаин В.И. Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона // Тектоника и геодинамика Мексикано-Карибского региона. М.: Наука, 1979. С. 13—16.
79. Хаин В.Е. Региональная тектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
80. Хаин В.Е. Региональная тектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 291 с.
81. Хатертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 108—119.
82. Худоль К.М. Геологическое строение Кубы и ее положение в структуре Карибского региона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1968. 37 с.
83. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 322 с.
84. Чуканов Н.В., Вишневская В.С., Каразина Г.Х., Витухин Д.И. Вещественный состав и возраст кремнистых пород, драгированных с хребта Шишова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80—85.
85. Чехович В.Д. Геологическое строение и история геологического развития Больших Антилл: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1966. 24 с.
86. Чехович В.Д. Тектоническая история Анд в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1980. № 6. С. 82—97.
87. Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П. Основные черты структуры и тектонического развития Альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кайнозое // Там же. 1976. № 3. С. 7—19.
88. Чехович В.Д., Кравченко-Березной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Там же. 1989. № 1. С. 121—123.
89. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
90. Шапиро М.Н., Петрина Н.М. Новые данные о геологическом строении острова Карагинский (Берингово море) // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 108—110.
91. Шараськин А.А. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 43 с.
92. Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 5. С. 1175—1178.
93. Albear J.F., Cobiella J.L. Complejos caoticos de Cuba // XXVII Intern. geol. congr.: Abstracts. Moscow, 1984. Vol. 3. P. 95—96.
94. Albear J.F., Inturralde-Vinent M., Furrázola-Bermudez G., Sanches-Arango J. Contribucion a la geologia de las provincias Habaneras, Cuba. La Habana, 1982. 155 p.
95. Alvaro M. La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares) // Bol. geol. y minero. 1987. Vol. 98, N 5. P. 622—629.
96. D'Argenio B., Horvath F., Channell J.E.T. Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory // Mem. Bur. rech. geol. et minieres. 1980. N 115. P. 331—351.
97. Auboin J., Bourgeois J., Huene R. von, Azema J. La marge pacifique du Guatemala:

Un modèle de marge extensive en domaine convergent // C. r. Acad. sci. D. 1982. Vol. 295, N 5. P. 607-614.

98. *Auzende J.M., Bonnin J., Olivet J.L.* Hypothesis on the origin of the Western Mediterranean basin // J. Geol. Soc. 1973. Vol. 129. P. 607-620.

99. *Azéma J., Bourgeois J., Tournon J.* et al. L'Orogène pré-sénénien supérieur de la marge pacifique de Costa Rica (Amérique Centrale) // Bull. Soc. géol. France. 1985. Vol. 1, N 2. P. 173-179.

100. *Barrero L.D.* Geology of the central Western Cordillera west of Buga and Roldanillo, Colombia // Colombia Inst. nac. invest. geol.-miner. Publ. geol. especial. Ingeominas. 1979. N 4. P. 1-75.

101. *Batiza R., Vanko D.* Petrology of Young Pacific Seamounts // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 13. P. 11235-11260.

102. *Beck C.* Las napas de Aragua-Cadena Caribe central y la historia mesozoica del margen sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas // Géodyn. Caraibes. Symp. Paris. 1985. Vol. 1. P. 541-551.

103. *Beets D.J., MacGillivray H.I.* Outline of the Cretaceous and Early Tertiary history of Curaçao, Bonaire, and Aruba: Guide to the field excursions on Curaçao, Bonaire, and Aruba, Netherlands Antilles // GUA Pap. Geol. Ser. 1. 1977. N 10. P. 1-6.

104. *Beets D.J., Maresch W.V., Klaver G.Th.* et al. Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean // Geol. Soc. Amer. Mem. 1984. Vol. 162. P. 95-130.

105. *Bellaiche G., Rehault J.P., Robin C.* et al. Petrological evidence of a typical oceanic crust in the Western Mediterranean Sea // Mar. Geol. 1979. Vol. 32. P. M11-M18.

106. *Bellizzia G.A.* Is the entire Caribbean Mountain belt of Venezuela allochthonous? // Geol. Soc. Amer. Mem. 1972. Vol. 132. P. 363-368.

107. *Ben-Avraham Z., Cooper A.K.* Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Vol. 92. P. 485-495.

108. *Beugnies A., Broguet P., Caire A.* et al. Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale // Bull. Soc. géol. France. Ser. 7. 1969. Vol. 11. P. 307-322.

109. *Biju-Duval B., Bizon G., Mascle A., Miller C.* Active margin processes: Field observations in southern Hispaniola // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1983. Vol. 34. P. 325-344.

110. *Biju-Duval B., Dercourt J.* Les bassins de la Méditerranée orientale représentent-ils les restes d'un domaine océanique, la Mésogée, ouvert au Mésozoïque et distinct de la Téthys? // Bull. Soc. géol. France. 1980. Vol. 22, N 1. P. 43-60.

111. *Biju-Duval B., Moore J.C., Blackinton G.* et al. Premiers résultats des forages IPOD implantés lors de la croisière 78A du Glomar Challenger au nord-est de la ride de la Barbade (arc des Petites Antilles): Tectonique frontale d'un prisme d'accrétion // C.r. Acad. sci. D. 1981. Vol. 293, N 8. P. 621-628.

112. *Bird P.* Continental delamination and the Colorado Plateau // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 7561-7571.

113. *Boiteau A., Butterlin J., Saliot P.* Le complexe ophiolitique du Purial (Or. Cuba) et son métamorphisme de haute pression: Problems of datation et de correlation // C.r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 275. P. 895-898.

114. *Bouillin J.-P., Durand Delga M., Gelard J.-P.* et al. Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie // Ibid. 1970. Vol. 270. P. 2249-2252.

115. *Bouillin J.-P., Durand Delga M., Gelard J.-P.* et al. Les olistrostromes d'âge miocène inférieur liés aux flysch allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie // Bull. Soc. géol. France. Ser. 7. 1973. Vol. 15. P. 340-344.

116. *Bouillin J.-P., Kornprobst J.* Associations ultrabasiques de Petite Kabylie: Péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-ri-faines // Ibid. 1974. Vol. 16. P. 183-194.

117. *Bourgeois J., Blondeau A., Feinberg H.* et al. The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola: Tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera septentrional (Greater Antilles) // *Bull. Soc. géol. France*. 1983. Vol. 25, N 1. P. 83–89.
118. *Bouysson Ph., Schmidt-Effing R., Westercamp D.* La Desirade Island (lesser Antilles) revisited: Lower Cretaceous radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the basal complex // *Geology*. 1983. Vol. 11, N 4. P. 244–247.
119. *Broquet P., Duée G., Mascle G., Truillet R.* Evolution structurale alpine récente de la Sicile et la signification géodynamique // *Rev. géol. dyn. et géogr. phys.* 1984. Vol. 25, N 2. P. 75–85.
120. *Bull. Soc. géol. France. Ser. 7.* 1973. Vol. 15, N 2. 83 p.
121. *Burke K.* Tectonic evolution of the Caribbean // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1988. Vol. 16. P. 201–230.
122. *Burke K., Fox J.J., Sengör A.M.C.* Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean // *J. Geophys. Res. B*. 1978. Vol. 83, N D. P. 3949–3954.
123. *Butterlin G.* La construction géologique et la structure des Antilles. P.: CNRS, 1956. 343 p.
124. *Campa M.F.U.* The Mexican thrust belt // *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Houston, 1985. P. 299–313. (Circum-Pacific Council. for Energy and Miner. Res. Earth Sci. Ser.; Vol. 1).
125. *Carfantan J.C.* Les ensembles géologiques du Mexique meridional evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque // *Geofis. intern.* 1983. Vol. 22, N 1. P. 9–37.
126. *Case J.E.* Oceanic crust from basement of eastern Panama // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85. P. 645–652.
127. *Case J.E., Holcombe T.L.* Geologic-tectonic map of the Caribbean region: US Geol. Surv. miscellaneous investigations map 1–1100, scale 1:2500000. Wash. (D.C.), 1980.
128. *Case J.E., Holcombe T.L., Martin R.G.* Map of geologic provinces in the Caribbean region // *Caribbean–South America plate boundary and regional tectonics*. Boulder (Colo.), 1984. P. 1–30.
129. *Channel J.E.T., Mareschal J.C.* Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift // *Spec. Publ. Geol. Soc. London*. 1989. Vol. 45. P. 285–300.
130. *Cherchi A., Trémoières P.* New data on the structural evolution of Mesozoic–Cenozoic of Sardinia and its geodynamic implications for the Mediterranean region // *C.r. Acad. sci. D*. 1984. Vol. 298, N 20. P. 889–894.
131. *Chevalier Y., Stephan J., Darbous J.-R.* et al. Obduction et collision pré-Tertiaire dans les zones internes de la Chaîne Caraïbe vénézuélienne, sur le transect Ile de Margarita–Péninsule d'Araya // *Ibid.* 1988. Vol. 307, N 10. P. 1925–1932.
132. *Choubert G., Faure-Muret A.* Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques // *Livre Mem. Prof. P. Fallot. Mem. h.-sér. géol. France*. 1962. Vol. 1. P. 446–527.
133. *Christoffersen E.* Colombian Basin magnetism and Caribbean plate tectonics // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 1255–1258.
134. XXVI CGI. Colloque C5. Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. P.: CNRS, 1980. 355 p.
135. *Cooper A.K., Marlow M.S., Ben-Avraham Z.* Multichannel seismic evidence on the origin of Bowers Ridge, Bering Sea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1981. Vol. 92. P. 474–484.
136. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.M.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. P. 1916–1934.
137. *Cordoba D.A., Tardy M., Carfantan I.-C.* et al. Le Mexique mésogéen et le passage au système cordilléraire de type Californie // *Mem. Bur. rech. géol. et minières*. 1980. N 115. P. 18–29.
138. *Courme-Rault M.-D.* Sur le Miocène de l'Algérie centrale et orientale; l'âge de la mise en place des nappes telliennes // *Rev. géol. dyn. et géogr. phys.* 1984. Vol. 25, N 2. P. 127–144.

139. Cox D.P., Marvin R.F., McGonigle J.W. et al. Potassium-argon geochronology of some metamorphic, igneous and hydrothermal events in Puerto Rico and the Virgin Islands // J. Res. US Geol. Surv. 1977. Vol. 5. P. 689-703.
140. Debelmas J. Alpes, bassin rhodanien, Provence et Corse // Geol. alp. 1980. Vol. 56. P. 7-96.
141. De Lépinay B.M., Labesse B., Sigal J., Vila J.-M. Sédimentation chaotique, tectonique tangentielle maestrichtiennes dans la presqu'île du sud d'Haïti (l'île d'Hispaniola, Grandes Antilles) // C.r. Acad. sci. D. 1979. Vol. 289. P. 456-459.
142. Delteil J., Giuge R., Polveche J. Contribution de la thermoluminescence à l'étude de l'origine des quartz du Numidien. Orsay, 1978. 142 p.
143. Déramond J., Graham R.H., Hossack J.R. et al. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées // C.r. Acad. sci. D. 1985. Vol. 46. P. 1213-1216.
144. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E. et al. Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20000000^e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel // Bull. Soc. géol. France. 1985. Vol. 1, N 5. P. 637-652.
145. Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the alpine system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 1317-3180.
146. Diebold J.B., Stoffa P.L., Buhl P., Truchan M. Venezuela Basin crustal structure // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 9. P. 7901-7923.
147. Donnelly T.M., Rogers J.J.W. Igneous series in island arcs: The northeastern Caribbean compared with worldwide island-arc assemblages // Bull. Volcanol. 1980. Vol. 43, N 2. P. 347-382.
148. Draper G. Blueschists and associated rocks in eastern Jamaica and their significance for Cretaceous plate-margin development // Bull. Geol. Soc. Amer. 1986. Vol. 97. P. 48-50.
149. Duclos C., Vuangat M. A propos de l'âge des serpentinites de Cuba // Arch. Sci. Geneve. 1962. Vol. 15, fasc. 2. P. 31-43.
150. Dumont T. Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European foreland; initiation of the Tethyan rifting // Bull. Soc. géol. France. 1988. Vol. 4, N 4. P. 601-611.
151. Duque-Caro H. Ciclos tectonicos y sedimentarios en el norte de Colombia y sus relaciones con la paleoecologia // Bol. geol. Ingeominas. 1972. Vol. 19, N 3. P. 1-23.
152. Duque-Caro H. Major structural elements and evolution of northwestern Colombia // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1979. Vol. 29. P. 329-351.
153. Duque-Caro H. Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland // Caribbean-South America plate boundary and regional tectonics. Boulder (Colo.), 1984. P. 303-316.
154. Durand-Delga M. Mise au point sur la structure du Nord-Est de Berbérie // Publ. Serv. Carte géol. Algérie. N.S. 1969. N 39. P. 89-131.
155. Durand-Delga M., Fontbote J.-M. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale // Mem. Bur. rech. géol. et minières. 1980. N 115. P. 67-85.
156. Fallo P. Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale // Bull. Soc. géol. France. Ser. 5. 1932. Vol. 11. P. 533-553.
157. Fallo P. Les Cordillères bétiques // Estud. geol. 1948. Vol. 4, N 8. P. 83-172.
158. Faure-Muret A., Choubert G. Tectonique de l'Afrique. P.: UNESCO, 1971. 374 p. (Sci. de la terre; N 6).
159. Fediuková E. Španelský masív Ronda - okno do svrchního pláste // Vestn. ÚÚG. 1984. Vol. 59, N 2. P. 117-122.
160. Finch R.C. Mesozoic stratigraphy of Central Honduras // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1981. Vol. 22. P. 1320-1333.
161. Furrázola-Bermúdez G., Bassov V.A., Kuzovkov G.M. et al. Sierra Maestra Occidental: nuevos datos-estratigraficos del Cretácico superior // Miner. Cuba. 1976. N 3. P. 50-51.
162. Furrázola-Bermúdez G., Judoley C.M., Mijailovskya M.S. et al. Geologia de Cuba. La Habana, 1964. 239 p.

163. Galli-Oliver C. Ophiolite and island-arc volcanism in Costa Rica // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 90, N 1. P. 444-452.
164. Gansser A. Facts and theories on the Andes // *J. Geol. Soc.* 1973. Vol. 129. P. 93-131.
165. Ghosh N., Hall S.A., Casey J.P. Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin // *Caribbean-South America plate boundary and regional tectonics*. Boulder (Colo.), 1984. P. 65-80.
166. Gose W.A. Caribbean tectonics from a paleomagnetic perspective // *Great American biots interchange*. N.Y.; L., 1985. P. 285-301.
167. Gose W.A., Sanchez-Barreda L.A. Paleomagnetic results from southern Mexico // *Geofis. intern.* 1981. Vol. 20, N 3. P. 163-175.
168. Gose W.A., Scott G.R., Swartz D.K. The aggregation of Meso-America: Paleomagnetic evidence // *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic Ocean: Proc. of a symp.* Baton Rouge, 1980. P. 356-363.
169. Hall S.A., Yeung T. A study of magnetic anomalies in the Yucatan Basin // *Transact. of the IX Caribbean geol. conf.* Santo Domingo, 1980. P. 75-79.
170. Harbert W., Frei L.S., Cox A., Engebretson D.C. Relative motions between Eurasia and North America in the Bering Sea region // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 134. P. 239-261.
171. Hess H.H. Caribbean research project: Progress report // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. Vol. 71, N 3. P. 93-99.
172. Hilly J. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois): Thèse. Nancy, 1957. 408 p. (Mem. Fac. Sci. Nancy Univ.; N 125).
173. Ibrahim A.K., Carye J., Latham G., Buffler R.T. Crustal structure in Gulf of Mexico from OBS refraction and multichannel reflection data // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1981. Vol. 65, N 7. P. 1207-1229.
174. Iturralde-Vinent M.A. Composicion y edad de los depositos del fondo oceanico (asociacion ofiolitica) del mesozoico de Cuba, en el ejemplar de Camagüey // *Rev. technol.* 1988. Vol. 18, N 3. P. 13-25.
175. Jackson T.A., Smith T.E. Tectonic significance of basalts and dacites in the Wagwater Belt, Jamaica // *Geol. Mag.* 1979. Vol. 116. P. 365-374.
176. Jolivet L., Huchon Ph., Rangin C. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 160. P. 23-47.
177. Jordan T.H. The present-day motions of the Caribbean plate // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80. P. 4433-4439.
178. Julivert M. Les traits structuraux et l'évolution des Andes colombiennes // *Rev. geol. dyn. et geogr. phys.* 1973. Vol. 15, N 1/2. P. 23-37.
179. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 2541-2561.
180. Kieken M. Les traits essentiels de la géologie algérienne // *Livre Mem. Prof. P. Fallot. Mém. h.-sér. géol. France*. 1962. Vol. 1. P. 545-614.
181. Kerdraon Y., Mascle A., Vila J.M. Vue d'ensemble sur l'évolution tectonique de Porto Rico à la lumière de reconnaissances nouvelles et d'une révision partielle du bloc sudouest // *Géodyn. Caraïbes. Symp. Paris*. 1985. Vol. 1. P. 303-315.
182. Kesler S.E., Sutter J.F., Jones L.M., Walker R.L. Early Cretaceous basement rock in Hispaniola // *Geology*. 1977. Vol. 5. P. 245-247.
183. Khudoley K.M., Meyerhoff A.A. Paleogeography and geological history of Greater Antilles // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1971. Vol. 129. P. 1-199.
184. Klitgord K.D., Popenoe P., Schouten H. A Jurassic transform plate boundary // *J. Geophys. Res. B*. 1984. Vol. 89, N 9. P. 7753-7772.
185. Kornprobst J. Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif interne, Maroc): Étude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénolites, à grenat et sans grenat, qui leur sont associées // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 23. P. 283-322.

186. *Krijnen J.P.* Geology of the Northern, Central and South-Eastern Blue Mountains, Jamaica, with a provisional compilation map of the Entire Inlier // *Geol. mijnbouw.* 1978. Vol. 57, N 2. P. 243–250.
187. *Kuijpers E.P.* The geologic history of Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and its geotectonic significance // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 68. P. 233–235.
188. *Ladd J.M.* Caribbean plate tectonics // *Mem. Bur. rech. geol. et minières.* 1980. N 115. P. 244–248.
189. *Lahondere J.-C., Feinberg H., Hag B.U.* Datation des grès numidiens d'Algérie orientale // *C.r. Acad. sci. D.* 1979. Vol. 289. P. 383–386.
190. *Le Douran S., Burrus J., Avedik F.* Deep structure of the north-western Mediterranean basin: Results of a two-ship seismic survey // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 55, N 3/4. P. 325–345.
191. *Le Pichon X., Iiyama J., Bourgois J. et al.* Premiers résultats de la campagne d'essai du submersible français "Nautile" dans la fosse de Porto Rico (Grandes Antilles) // *C.r. Acad. sci. D.* 1985. Vol. 301, N 10. P. 743–749.
192. *Lewis J.F.* Resume of the geology of Hispaniola // IX Caribbean geol. conf. Field guide. Santo Domingo, 1980. P. 5–31.
193. *Malfait B.T., Dinkelman M.* Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 2. P. 251–271.
194. *Malinverno A., Ryan W.B.F.* Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere // *Tectonics.* 1989. Vol. 5. P. 227–245.
195. *Mann P., Burke K.* Cenozoic rift formation in the northern Caribbean // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 732–736.
196. *Maresch W.V.* The geology of northeastern Margarita Island, Venezuela: A contribution to the study of Caribbean plate margins // *Geol. Rdsch.* 1975. Vol. 64, N 3. P. 846–883.
197. *Marillier F., Mueller St.* The Western Mediterranean region as an upper-mantle transition zone between two lithospheric plates // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 118, N 1/2. P. 113–130.
198. *Matteauer M.* Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées // *C.r. Acad. sci. D.* 1985. Vol. 300, N 2. P. 71–74.
199. *Maurrasse F., Husler J., Georges G. et al.* Upraised Caribbean sea floor below acoustic reflector "B" at the Southern Peninsula of Haiti // *Geol. mijnbouw.* 1979. Vol. 58, N 1. P. 71–83.
200. *Megartsi M., Semroud B.* Petrological and geodynamical characteristics of Miocene magmatism in Northern Algeria // XXVIII Intern. geol. congr.: Abstracts. Wash. (D.C.), 1989. Vol. 2/3. P. 409.
201. *Menard H.W.* Transitional types of crust under small ocean basin // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72. P. 3061–3073.
202. *Millan G., Myczynski R.* Fauna jurasica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray // *Acad. Cienc. Cuba. Inst. Geol. Informe cient.-tecn.* 1978. N 80. P. 23–29.
203. *Millan G., Somin M.L.* Contribucion al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial // *Rep. invest. Inst. geol y paleontol.* 1985. N 2. P. 1–73.
204. *Minster J., Jordan T.* Present day plate motion // *J. Geophys. Res. B.* 1979. Vol. 83, N 13. P. 1120–1131.
205. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 4. P. 321–355.
206. *Monié P., Maluski H., Saadallah A., Caby R.* New ^{39}Ar – ^{40}Ar ages of hercynian and alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria) // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 152, N 1/2. P. 53–69.
207. *Montigny R., Edel J.B., Thuizat R.* Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K–Ar ages

- and paleomagnetic data Tertiary volcanics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, N 2. P. 261-271.
208. *Orsini J.B., Voulon C., Coccozza T.* Dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne et ses marqueurs géologiques // *Geol. mijnbouw.* 1980. Vol. 59, N 4. P. 385-396.
209. *Pindell J., Dewey J.F.* Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico / Caribbean region // *Tectonics.* 1982. Vol. 1, N 2. P. 179-211.
210. *Pinet B., Lajat D., Quélée P.Le, Bouysse Ph.* Structure of Aves ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data // *Géodyn. Caraïbes. Symp. Paris.* 1985. Vol. 1. P. 53-64.
211. *Piotrowska K.* Outline of tectonics of the Pinar del Rio Province (Cuba) // *Bull. Acad. pol. sci. Ser. sci. terre.* 1976. N 3/4. P. 35-54.
212. *Piotrowska K.* Nappe structures in the Sierra de Los Organos, western Cuba // *Acta geol. pol.* 1978. Vol. 28, N 1. P. 97-170.
213. *Priem H.N.A., Beets D.J., Verdurmen E.A.Th.* Precambrian rocks in an early Tertiary conglomerate on Bonaire, Netherlands Antilles (southern Caribbean borderland): Evidence for a 300 km eastward displacement relative to the South American mainland? // *Geol. mijnbouw.* 1986. Vol. 65, N 1. P. 35-40.
214. *Pszczolkowski A.* La edad y posición de la secuencia vulcanogena-sedimentaria (formación El Sabalo) en la estructura geológica de la Sierra del Rosario (Cuba Occidental) // *Primer Congr. Cubano de geología: Resúmenes. La Habana,* 1989. P. 66.
215. *Pszczolkowski A., Albear J.F.de.* La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario, Provincia de Pinar del Rio, Cuba // *Cienc. tierra esp.* 1983. N 6. P. 41-52.
216. *Ramos E.L.* Geología general y de México: Privately printed. Mexico City, 1974. 509 p.
217. *Raoult J.-F.* Géologie du Centre de la chaîne Numidique (Nord du Constantinois, Algérie): Thèse. P., 1974. 163 p.
218. *Rehault J.-P., Boillot G., Mauffret A.* The Western Mediterranean basin geological evolution // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 55, N 3/4. P. 447.
219. *Renne P.R., Scott G.R., Linares C.E., Hatten Ch.W.* Paleomagnetic results from Jurassic-Cretaceous rocks of the Zaza terrain and Pinar del Rio Province // *Primer Congr. Cubano de geología: Geología del Caribe occidental. La Habana,* 1989. P. 45-46.
220. *Restrepo J.J., Toussaint J.F.* Terranes and continental accretion in the Colombian Andes // *Episodes.* 1988. Vol. 11, N 3. P. 189-193.
221. *Rosencrantz E.* Structure and tectonics of Yucatan basin, Caribbean Sea, as shown by seismic reflection profiles // *XXVIII Intern. geol. Congr.: Abstracts. Wash. (D.C.),* 1989. Vol. 2/3. P. 719.
222. *Saddiqui O., Reuber I., Michard A.* Sur la tectonique de dénudation du manteau intracontinental dans les Beni Boushera, Rif septentrional, Maroc // *C.r. Acad. sci. D.* 1988. Vol. 2, N 6. P. 657-662.
223. *Salvador A.* Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1987. Vol. 71, N 4. P. 419-451.
224. *Schmidt-Effing R.* Geodynamic history of the oceanic crust in Southern Central America // *Geol. Rdsch.* 1979. Vol. 68. P. 457-492.
225. *Schuchert Ch.* Historical geology of the Antillean-Caribbean Region. N.Y., 1935. 435 p.
226. *Sheridan R.E., Crosby J.T., Bryan G.M., Stoffa P.L.* Stratigraphy and structure of Southern Blake plateau, Northern Florida straits, and Northern Bahama platform from multichannel seismic reflection data // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1981. Vol. 65, N 12. P. 2571-2593.
227. *Sillitoe R.H.* Relation of metal provinces in Western America and the subduction of oceanic lithosphere // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 82, N 8. P. 2039-2070.
228. *Spied R.C.* Cenozoic collision of the Lesser Antilles arc and continental South America and the origin of the el Pilar fault // *Tectonics.* 1985. Vol. 4, N 1. P. 41-69.

229. *Stephan J.-F., Beck C., Bellizia A., Blanchet R.* La chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique // *Mem. Bur. rech. géol. et minières*. 1980. N 115. P. 38–59.
230. *Stone D.B., Wittbrodt P.* Paleomagnetic evidence and the origin of the Bering Sea // XXVII Intern. geol. Congr.: Abstracts. Moscow, 1984. Vol. 4. P. 204.
231. *Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the Western Pacific // *Episodes*. 1991. N 9. P. 224–230.
232. *Tardy M., Carfantan J.-C., Randin C.* Essai de synthèse sur la structure du Mexique // *Bull. Soc. géol. France. Ser. 8*. 1986. Vol. 11, N 6. P. 1025–1031.
233. *Trarney B.J., Windley B.F.* Marginal basins through geological time // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*. 1981. Vol. 301. P. 217–232.
234. *Taylor B., Karner G.D.* On the evolution of marginal basins // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1983. Vol. 21, N 8. P. 1721–1741.
235. *The ocean basins and margins* / Ed. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli. N.Y.; L.: Plenum press, 1975. Vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. 706 p.
236. *Thierry J.* Tethys, Méditerranée et Atlantique au Jurassique: Quelques réflexions basées sur les faunes d'Ammonites // *Bull. soc. géol. France. Ser. 7*. 1982. Vol. 24, N 5/6. P. 1053–1067.
237. *Thompson-Lundeen M.* Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89. P. 172–180.
238. *Torre-Roldan J.* The tectonic subdivision of the Betic zone (Betic cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt // *Amer. J. Sci.* 1979. Vol. 279. P. 19–51.
239. *Van Bemmelen R.W.* Driving forces of Mediterranean orogeny (Tyrrhenian test-case) // *Geol. mijnbouw*. 1972. Vol. 51. P. 548–573.
240. *Velasquez P.C., Ducasse L.* Tectonique et sédimentation dans la couverture crétacée des Pyrénées occidentales (Haute Soule): Arguments en faveur de la subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne // *C.r. Acad. sci. D*. 1986. Vol. 302, N 16. P. 1027–1029, 1031–1032.
241. *Vierbuchen R.C.* The geology of the El Pilar fault zone and adjacent areas in northeastern Venezuela // *Caribbean–South America plate boundary and regional tectonics*. Boulder (Colo.), 1984. P. 189–212.
242. *Vila J.-M.* La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. P., 1980. 639 p.
243. *Wadge G., Jackson T.A., Isaacs M.C., Smith T.E.* The ophiolitic Bath-Dunrobin formation, Jamaica: Significance for Cretaceous plate margin evolution in the north-western Caribbean // *J. Geol. Soc.* 1982. Vol. 139, N 3. P. 321–333.
244. *Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and Sea of Okhotsk and implications for the Pacific basins // *Tectonostratigraphic terranes, Pacific Northwest Quadrant*. N.Y., 1988. P. 333–348.
245. *Weijermars R.* Uplift and subsidence history of the Alboran basin and profile of the Alboran Diapir (West-Mediterranean) // *Geol. mijnbouw*. 1985. Vol. 64. P. 349–356.
246. *Westbrook G.K., Ladd J.W., Buhl P.* et al. Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex // *Geology*. 1986. Vol. 16, N 7. P. 631–635.
247. *Westphal M., Orsini J., Velutini P.* Le microcontinent corsicaise, position initiale: Données paléomagnétiques // *Tectonophysics*. 1976. Vol. 30. P. 141–157.
248. *Wessel F.C.* Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea // *Geological evolution of the Mediterranean basin*. B.: Springer, 1981. P. 153–194.
249. *Whitney J.W., Wallace W.K.* Oceanic plate motions and the tectonic evolution of the Bering Sea shelf // *Abstr. and Program. Cordilleran Sect. Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 16. P. 340.
250. *Wildi W.* La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène // *Rev. géol. dyn. et géogr. phys.* 1983. Vol. 24, N 3. P. 201–297.
251. *Wilson H.H.* Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1974. Vol. 58. P. 1348–1396.

252. *Weyl R.* Geologie der Antillen. B.: Borntraeger, 1966. 535 S.
253. *Weyl R.* Geology of Central America. 2nd ed. B.: Borntraeger, 1980. 371 p.
254. *Woods M.T., Davies G.F.* Late Cretaceous genesis of the Kula Plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. P. 161—166.
255. *Zwart H.J.* Three profiles through the Central Pyrenees // *Geol. mijnbouw.* 1981. Vol. 60, N 1. P. 97—105.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть I	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАРИБСКОГО РЕГИОНА	9
Глава 1. Тектоническое районирование Карибского региона и региональные описания	10
Области с домезозойским складчатым основанием и ненарушенным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом	13
Области с домезозойским складчатым основанием и дислоцированным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом	17
Области с домезозойским складчатым основанием, дислоцированными осадочными и вулканогенными мезозойско-кайнозойскими комплексами	21
Аккретированные чужеродные континентальные блоки	23
Аллохтонные мезозойско-кайнозойские складчато-покровные области, частично или полностью надвинутые на континентальное основание	28
Причлененные к континенту области мезозойско-кайнозойских складчато-покровных комплексов на океанической коре	53
Области мезозойско-кайнозойских складчато-покровных комплексов на океанической коре	58
Современные вулканические дуги на океанической коре	72
Коллизионные зоны	76
Малые океанические бассейны	77
Океанические пространства	85
Глава 2. Палеогеодинамические реконструкции Карибского региона	88
Часть II	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО РЕГИОНА	109
Глава 1. Тектоническое районирование и общее региональное описание	109
Стабильные области	112
Континентальные области с дислоцированными мезозойско-кайнозойскими осадочными комплексами (межплитные и внутриплитные складчатые цепи) ...	113
Сложные складчато-покровные сооружения на краях континентальных плит Европы и Африки	115
Акватории Западного Средиземноморья	147
Глава 2. Мезозойско-кайнозойская история Западного Средиземноморья	148
Часть III	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-БЕРИНГОВОМОРСКОГО РЕГИОНА ...	163
Глава 1. Тектоническое районирование	163
Окраинно-континентальные вулканические пояса	166
Чужеродные блоки	168
Междублоковые области	170
Акватория Берингова моря и ее структурные элементы	172
Алеутская островная дуга	176
Глава 2. Структурно-вещественные комплексы континентального обрамления Командорской глубоководной впадины (Олюторский блок) и их геодинамическая интерпретация	179

Часть IV

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ МАЛЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ (сравнительный анализ)	221
Глава 1. Сопоставление структурно-вещественных комплексов	226
Глава 2. Сравнение принципиального характера тектонических структур, причин и типов деформаций	233
Глава 3. О природе малых океанических бассейнов	239
Заключение	245
Summary	247
Литература	257