

Л.Э. ЛЕВИН

ГЕОЛОГИЯ
ОКРАИННЫХ
И ВНУТРЕННИХ
МОРЕЙ

Л.Э.ЛЕВИН

ГЕОЛОГИЯ
ОКРАИННЫХ
И ВНУТРЕННИХ
МОРЕЙ

3173



МОСКВА, НЕДРА, 1979



Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М., Недра, 1970, 00 с. 216.

Монография посвящена выяснению закономерностей геологического строения и эволюции окраинных и внутренних морей Земли.

Общий анализ основывается на обобщении фактического материала современной геодинамической обстановки (вулканизм, сейсмичность, тепловой поток) и глубинного строения рассматриваемых морей (результаты морских геофизических работ и глубоководного бурения). Систематизация материала проводится в соответствии с принадлежностью морских впадин к определенному подвижному поясу Земли. Устанавливаются особенности распределения мощности литосфера, изменения упругих характеристик верхней мантии и коры, включая вулканогенно-осадочный чехол, типовых формаций этого чехла и их латеральных рядов от шельфа к глубоководным котловинам. Применительно к окраинным и внутренним морям намечаются принципы тектонической типизации и классификации, обосновывается общая направленность их эволюции и выделяются основные эволюционные ряды морей — активных и пассивных океанических окраин; предлагается вероятный механизм образования глубоководных котловин.

Табл. 10, ил. 38, список лит. — 307 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Окраинные и внутренние моря — это термины широкого использования, употребляющиеся без четкого определения в географическом и тектоническом аспектах. Общая площадь этих морей 39,9 тыс. км², или около 11% общей площади Мирового океана. Однако они привлекают к себе внимание исследователей разных специальностей — океанологов, биологов, метеорологов, геологов.

В области океанологии это объясняется необходимостью понимания процессов, происходящих в водной массе и на ее поверхности, имея в виду и ледовую обстановку, прежде всего для целей прогнозирования метеорологических условий и обеспечения безопасности судоходства, в биологии — разнообразием животного и растительного мира этих морей, вносящего существенный вклад в пищевые и другие сопутствующие виды ресурсов Земли.

В геологии этот интерес вызван прежде всего высоким уровнем установленной промышленной нефтегазоносности шельфов ряда морей — Северного, Южно-Китайского, Мексиканского и Персидского заливов и др., а также предполагаемой нефтегазоносностью многих глубоководных котловин, обнаружением в отдельных глубоководных котловинах гидротермально-осадочных металлоносных илов, содержащих промышленную концентрацию железа, марганца, меди и цинка, приуроченностью к шельфам некоторых морей россыпей олова, золота и других металлов. Особо следует отметить весьма дискуссионную проблему формирования «безгранитной» коры глубоководных котловин и многих шельфовых морей, важную для понимания направленности процессов формирования литосферы Земли и закономерностей локализации в ней месторождений полезных ископаемых.

Общеизвестная специфика изучения глубинной геологии окраинных и внутренних морей заключается в том, что до конца 60-х годов нашего столетия оно проводилось преимущественно геофизическими методами, и лишь после осуществления программы глубоководного бурения в распоряжение исследователей поступили и прямые данные о составе и возрасте верхних горизонтов осадочного чехла.

Геологи и геофизики нашей страны во многом были пионерами комплексного изучения геологии окраинных и внутренних морей. Еще до 40-х годов XX в. были разработаны основы методики сбора образцов донных пород и получены первые самые общие представления о геологии и типах донных осадков

северных — Белого, Баренцева, Карского и Гренландского (Н. Н. Зубов, В. П. Зенкович, М. В. Кленова и др.) и южных — Каспийского, Азовского, Черного (Н. И. Андрусов, А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов и др.) морей. В 30-е — начале 40-х годов на Каспийском море опробовалась аппаратура и создавалась методика морской геофизической разведки — электрометрии, гравиметрии, сейсморазведки (М. Д. Тонглович, Л. В. Сорокин, Н. И. Шапировский и др.).

Систематические морские геолого-геофизические исследования в нашей стране были начаты во второй половине 40-х годов XX в. На первом этапе — 1946—1960 гг.— они проводились преимущественно в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях (высокоширотные дрейфующие станции), в северо-западном секторе Тихого океана, в окраинных морях Антарктиды, в Каспийском море. В итоге этого этапа был сделан ряд крупных открытий. В Арктическом сегменте Мирового океана выявлены основные черты геологии и геоморфологии, в том числе обнаружены и прослежены неизвестные ранее хребты Ломоносова и Гаккеля (А. Ф. Трешников, Я. Я. Гаккель, Р. М. Деменицкая и др.), установлены типы донных осадков (Н. А. Белов, В. Д. Дибнер, Н. Н. Лапина). В морях северо-западного сектора Тихого океана изучены главнейшие геоморфологические и тектонические характеристики строения морского дна, включающие соотношение структур островных дуг и глубоководных желобов, а также позицию новых, неизвестных ранее хребтов — Ширшова и др. (В. Ф. Канаев, Г. Б. Удинцев и др.), установлены особенности осадконакопления в различных тектонических зонах (П. Л. Безруков). К 60-м годам XX в. геофизическими и геоморфологическими методами было детально изучено тектоническое строение Каспийского моря и проведено его районирование по перспективам нефтегазоносности (А. А. Гагельганц, О. К. Леонтьев, Е. М. Луцук, Я. П. Маловицкий и др.).

В период 1945—1960 гг. было выполнено несколько крупных теоретических работ по различным отраслям морской геологии. Это капитальная монография Н. М. Страхова с соавторами о закономерностях современного осадкообразования, а также ряд сводок П. Л. Безрукова, А. П. Лисицына, В. П. Петелина.

Второй этап — 1961—1975 гг.— ознаменовался бурным развитием исследований в области морской геологии, вызванным осуществлением предложенного В. В. Белоусовым международного проекта «Верхняя мантия». Значительно увеличилось число экспедиционных судов («Обь», «Витязь», «Михаил Ломоносов», «Академик Курчатов», «Академик Обручев» и др.); работы проводились в пределах системы Мирового океана в целом, с большей детализацией в окраинных и внутренних морях.

В работах по проекту «Верхняя мантия» принял участие большой коллектив геологов и геофизиков многих государств,

прежде всего СССР, США, Англии и Франции. Комплекс исследований включал как геологические (сравнительное изучение разрезов материков и морского дна, стратиграфия донных осадков, изучение современного и древнего осадко- и рудообразования, петрографическое изучение магматических и метаморфических пород морского дна, геоморфология морей и океанов), так и геофизические (сейсморазведка в различных модификациях, картирование магнитного и гравитационного полей, измерения теплового потока) методы.

Важное значение для интерпретации получаемых данных имело участие СССР наряду с другими государствами в осуществлении программы глубоководного бурения с американского судна «Гломар Челленджер».

Материалы, полученные на этом этапе, оказали огромное влияние на понимание геологии Мирового океана и эволюции литосферы Земли в целом. Они вызвали также признание значительной роли горизонтальных движений (наряду с вертикальными) в геологической истории. Однако нерешенной осталась кардинальная проблема о механизме тектонических движений вообще и образования впадин с океанической корой в пределах окраинных и внутренних морей.

Существенные достижения на этапе 1961—1975 гг. были получены почти по всем отраслям морской геологии. В области тектоники они выразились в признании новообразования впадин морей и океанов, их разновозрастности и многостадийности развития (Р. С. Дитц, П. Н. Кропоткин, М. В. Муратов, Ю. М. Пущаровский, В. Е. Хайн, Г. Х. Хесс и др.). Основные элементы строения океанов и морей нашли отображение на таких документах, как: Тектоническая карта Евразии (ред. А. Л. Яншин, Г. Б. Удинцев), Тектоническая карта Арктики и Субарктики (ред. И. П. Атласов), Тектоническая карта Полярных областей Земли (ред. Б. Х. Егиазаров, Р. М. Деменицкая), Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (ред. Ю. М. Пущаровский, Г. Б. Удинцев), Международная тектоническая карта Европы (ред. А. А. Богданов, М. В. Муратов, Н. С. Шатский), Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (ред. Л. И. Красный, П. Л. Безруков), серии геофизических карт Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (ред. Л. И. Красный, В. В. Федынский), Карта нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (ред. Н. А. Еременко, Л. И. Красный, В. В. Федынский), Тектоническая карта Северной Евразии (ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншин), Тектоническая карта Мира (ред. В. Е. Хайн).

Сравнительный анализ строения океанов и разновозрастных складчато-метаморфических поясов материков обнаружил, что эти пояса заложились на коре океанического типа, представленной породами офиолитового комплекса, в условиях растяжения.

и испытали в процессе эволюции горизонтальное сжатие, обусловившее надвигообразование и орогенез (в нашей стране — А. В. Пейве и др., за рубежом — Дж. Дьюи, Дж. Берд и др.).

Тектонические области континентов, морей и океанов осложнены мировой системой рифтов, различающейся в отдельных звеньях по возрасту и глубинному строению (Е. Е. Милановский).

Морскими геофизиками были выявлены физические параметры основных слоев литосферы Земли и закономерности ее строения в различных областях морей и океанов (М. Е. Артемьев, А. Д. Гайнанов, А. М. Городницкий, Р. М. Деменицкая, С. М. Зверев, И. П. Косминская, Я. П. Маловицкий, Ю. П. Непрочнов, С. А. Ушаков, В. В. Федынский и др, и зарубежные ученые: В. Коллетт, Дж. Юинг, М. Юинг, Д. Фальквист, В. Людвиг, Дж. Шор, С. Мураучи, К. Манчестер, Х. Гриффитс, Р. Гирдлер и др.). При этом Дж. Вайном, М. Мэтьюзом и Дж. Хейртцлером была предложена теория природы полосового магнитного поля океанической коры и разработаны основы его интерпретации.

На основе геолого-геофизических материалов было рассмотрено несколько возможных механизмов тектонических движений: поднятия глубинной дифференциации вещества верхней мантии, вызванной плавлением астеносферы под влиянием накопления радиогенного тепла (В. В. Белоусов); изменения объема масс коры и мантии, вызванного разогревом в процессе зонной плавки и последующим остыванием (В. А. Магницкий); мегаундаций в мантии Земли, вызывающих растекание вещества астеносферы, отраженных в поверхностных слоях горизонтальными и вертикальными движениями (Р. В. Ван Беммелен); тектоники литосферных плит (Г. Х. Хесс, Р. С. Дитц, Дж. Т. Вильсон, Дж. Морган, Кс. Ле-Пишон, Л. Р. Сайкс и др.); горизонтального растекания плотностных неоднородностей (Е. В. Артюшков); конвективных движений при дифференциации вещества Земли, вызывающих на поверхности горизонтальные движения (О. Г. Сорохтин); термогравитационной конвекции в мантии (В. В. Федынский, С. А. Ушаков); асимметричного развития астеносферы (Р. М. Деменицкая) и некоторые другие.

В проблеме закономерностей современного осадконакопления было разработано учение о типах литогенеза [114], а также проведен анализ количественного распределения осадочного материала в Мировом океане в целом, который показал, что осадкообразование контролируется климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью и находится в связи с рельефом dna и тектоникой [8, 70, 71]. В морях и океанах по генетическим признакам было выделено пять крупных классов осадочных кайнозойских формаций, описаны их состав и закономерности распространения [9].

Теоретические разработки, отмеченные выше, вызвали существенный прогресс в знаниях о закономерностях размещения полезных ископаемых в земной коре как океанов, так и континентов. Роль вулканизма в образовании руд осадочно-вулканогенного генезиса в современных и древних морских бассейнах была подробно рассмотрена Г. С. Дзоценидзе. Закономерности распространения на морском дне железомарганцевых конкреций и фосфоритов выявлены П. Л. Безруковым, И. О. Мурдмаа, П. Ф. Андрушенко и др. Районирование океанической коры по перспективам поисков твердых полезных ископаемых выполнено Е. А. Величко.

Особое внимание было уделено проблеме нефтегазоносности осадочных бассейнов в Мировом океане. Общегеологические и тектонические предпосылки нефтегазоносности этих бассейнов, охватывающих как шельф, так и глубоководные котловины ряда морей Индийского и Атлантического океанов, обоснованы М. К. Калинко, Л. Э. Левиным и В. Е. Ханим, Ю. М. Пущаровским. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности проанализированы в работах А. А. Геодекяна, В. Я. Троцюка и др. Районирование континентального шельфа СССР по перспективам нефтегазоносности выполнено в ряде работ — Н. П. Будникова, А. А. Геодекяна, И. С. Грамберга, И. А. Гаркаленко, Р. М. Деменицкой, Н. А. Еременко, Ю. Я. Кузнецова, Л. Э. Левина, Я. П. Маловицкого, А. П. Милашина, М. Р. Пустыльникова и других исследователей. Накопленные знания нашли отражение в целом ряде монографий, среди которых применительно к собственно геологии морей и океанов следует отметить такие, как «Геология моря» М. В. Кленовой (1948), «Краткий курс морской геологии» и «Дно океанов» О. К. Леонтьева (1963, 1968), «Морская геология» Ф. Шепарда (1976), «Геологическое строение Тихookeанского подвижного пояса» П. Н. Кропоткина, К. А. Шахварстовой (1965), «Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР» под ред. В. В. Федынского, Л. Э. Левина (1970), «Введение в тектонику Тихookeанского сегмента Земли» Ю. М. Пущаровского (1972), «Осадкообразование в океанах» А. П. Лисицына (1974), «Происхождение материков и океанических впадин» М. В. Муратова (1975), «Геология континентальных окраин» под ред. Г. А. Барка и Ч. Л. Дрейка (1974), «Геология дна океанов» К. В. Боголепова, Б. М. Чикова (1976), «Геология Атлантического океана» М. В. Кленовой, В. М. Лаврова (1975), «История Земли» А. С. Монина (1977), «Геология и полезные ископаемые Мирового океана» Е. А. Величко, Ю. Я. Кузнецова и др. (1978).

Представлениям о глубинном строении морей и океанов по результатам геофизических исследований были посвящены монографии «Земная кора и верхняя мантия океанов» В. В. Белоусова (1968), «Кора и мантия Земли» Р. М. Деменицкой (1967, 1975), «Тепловые поля окраинных и внутренних морей СССР»

Е. А. Любимовой, В. Н. Никитина, Г. А. Томара (1976), «Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода» И. К. Туевоза (1975).

Ряд книг, среди которых по полноте охвата материала прежде всего следует отметить монографию «Земная кора и история развития Черноморской впадины» под ред. Ю. Д. Буланже, М. В. Муратова, С. И. Субботина, Б. К. Балавадзе, был посвящен отдельным районам Мирового океана.

Большинство монографий имело основным предметом рассмотрения либо отдельные виды физических полей в окраинных и внутренних морях, либо океанические пространства. Вопросы геологии этих морей освещались преимущественно в кратком виде или выпадали из анализа совсем.

Данная книга подводит итоги многолетнего (1965—1977 гг.) обобщения геолого-геофизических материалов по геологии окраинных и внутренних морей. Книга преследует три основные задачи — систематизировать обширный фактический материал морских геофизических работ и глубоководного бурения, накопленный к 1977 г. по окраинным и внутренним морям различных подвижных поясов Земли; рассмотреть взаимосвязи между современной геодинамической обстановкой (вулканизм, сейсмичность, тепловой поток) и глубинным строением этих морей; наметить принципы тектонической типизации и классификации, а также общую направленность эволюции областей литосферы, занятых ныне окраинными и внутренними морями. В заключительной главе предпринята попытка разработать вероятный механизм образования глубоководных котловин. При этом для обоснования принятых в книге позиций фактический материал приводится возможно полно и объективно. Тем не менее решение многих вопросов геологии окраинных и внутренних морей, особенно касающихся ранних стадий их эволюции, пока еще не может быть исчерпывающим.

Автор от души признателен Н. А. Еременко, М. В. Муратову, В. В. Семеновичу, Н. А. Крылову за поддержку в исследованиях и существенные критические замечания. Особо благодарен он В. Е. Хайну за обсуждение теоретических вопросов геотектоники окраинных и внутренних морей.

Большая работа по оформлению рисунков и чертежей была проделана Л. И. Зайцевой, Л. Г. Ионас и Т. П. Чулковой. Сердечно признателен автор и своей жене — Л. И. Тулиани за помощь при подготовке рукописи.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МОРЕЙ В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ ЗЕМЛИ И ИХ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геолого-геофизические исследования 1965—1977 гг., проведенные в окраинных и внутренних морях, а также в прилегающих районах континентов и островов, выявили основные черты строения как глубинных горизонтов литосферы, так и осадочного чехла. В итоге на смену представлениям о преимущественном сходстве в строении этих морей, характеризующемся главным образом повышенными мощностями осадочной толщи и отсутствием гранито-гнейсового слоя земной коры, появляются новые. Они заключаются в том, что черты различия не менее существенны, чем сходство. Различие проявляется в рельфе морского дна, тепловом потоке, сейсмичности, мощности литосферы и земной коры, распределении мощности осадочного чехла, наборе структурных этажей в этом чехле и его стратиграфическом диапазоне. Общее их сходство заключается по существу в трех признаках — несомненной сопряженности с подвижными поясами Земли; отсутствии или существенном утонении гранито-гнейсового слоя земной коры в глубоководных котловинах, а также областях наибольших опусканий на шельфах; повышенных масштабах влияния вулканизма на седиментацию.

Для системы Мирового океана в целом анализ последнего из трех указанных признаков сходства был проведен в обобщающих работах Г. С. Дзоценидзе [43] и А. П. Лисицына [71]. Из этих работ следует, что формы влияния вулканизма на геологию окраинных и внутренних морей весьма разнообразны — это образование базальтовых покровов второго слоя коры глубоководных котловин; преимущественно андезитовый тип вулканогенно-осадочного литогенеза (в отличие от океанического — базальтового) с повышенной эксплозивностью; накопление гидротермальных металлоносных илов в некоторых рифтовых зонах. При этом климатическая зональность контролирует дальность переноса пеплов, которая порой достигает 1000 км и более. Степень содержания вулканогенного материала в 126 млн. км³ отложений чехла рассматриваемых морей пока еще определить трудно, но, по-видимому, она не менее 15—25%. Таким образом, в морях получает распространение вулканогенно-осадочная толща*.

* В дальнейшем для краткости называется осадочной и только в случаях явного преобладания в разрезе вулканогенных пород сохраняется название «вулканогенно-осадочная толща».

Общеизвестно, что подвижные пояса Земли, равно как вкрапленные в них срединные массивы, а также впадины окраинных и внутренних морей, представляют собой разновозрастные и крайне гетерогенные образования (М. В. Муратов, Е. Е. Милановский, Ю. М. Пущаровский, В. Е. Ханин, А. Л. Яншин и др.). В этой связи возникает естественное предположение, что особенности размещения морей в современной структуре Земли, рельефе морского dna и глубинной структуре могут отражать либо индивидуальную направленность, либо различные стадии их эволюции. Отсюда следует, что сравнительный анализ черт сходства и различия представляет возможность для уточнения и детализации существующих представлений о тектонической типизации и классификации морей, а также суждений об их происхождении.

Предшествующие попытки дифференциации и типизации морей были немногочисленными. С геоморфологических позиций одна из первых классификаций была предложена О. К. Леонтьевым [68], развивавшим идеи Н. Н. Зубова и Ю. М. Шокальского. В этой классификации учитывались два ведущих признака: степень изоляции от океана (моря — заливы океана, окраинные моря; внутриматериковые моря, моря — озера) и морфология dna (моря плесовые — мелководные и бассейновые — глубоководные).

При тектонической типизации окраинных и внутренних морей во взаимосвязи с подвижными поясами Земли большинство из них рассматривалось в качестве своеобразного негативного аналога срединных массивов, фундамент которых подвергся деструкции с образованием «окон» безгранитной коры [61, 86, 88, 132 и другие]; по отношению к Средиземноморскому поясу они подразделялись на внутренние (срединные), периферические и окраинные [78]; а кроме того дифференцировались на две основные группы — морей активных и пассивных океанических окраин с выделением в каждой из них по возрасту новообразованной коры еще двух подгрупп: позднепалеозойской — раннемезозойской и позднемеловой — кайнозойской [136].

В данной книге моря рассматриваются в качестве окраинных или внутренних именно по отношению к подвижным поясам Земли.

1а. Особенности размещения в современной структуре Земли окраинных и внутренних морей определяются тектоническими условиями трех основных типов: пограничными областями между относительно стабильными в фанерозое плитами добайкальской и байкальской консолидации и подвижным поясом; внутренней областью внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных поясов; краевыми участками ответвлений внутриокеанических подвижных поясов, там, где они внедряются в плиты континентальной коры, консолидированные, как правило, к началу фанерозоя (рис. 1).

Однако внутренние моря (Средиземноморский) и окраинно-континентальные (Западно- и Восточно-Тихоокеанские, Арктический и Антарктический) подвижные пояса представляют собой сложную совокупность современных и древних окраин различных типов — активных (конвергентных) и пассивных (дивергентных).

Современные конвергентные окраины распространены преимущественно на обрамлении ложа (талассогена, по Ю. М. Пущаровскому) Тихого и в виде исключения Индийского и Атлантического океанов. Ранее конвергентные окраины рассматривались в качестве тектонотипа современных геосинклиналей, это положение остается неизменным. Эти окраины представляют сочетание либо островной дуги — подводного хребта — глубоководного желоба, либо горного хребта — глубоководного желоба. В любом случае здесь имеют место повышенная сейсмичность в сейсмофокальной зоне Заварицкого — Беньофа, активный вулканизм главным образом щелочного и основного состава, шаровые лавы базальтов, прорезии гипербазитов, надвиги.

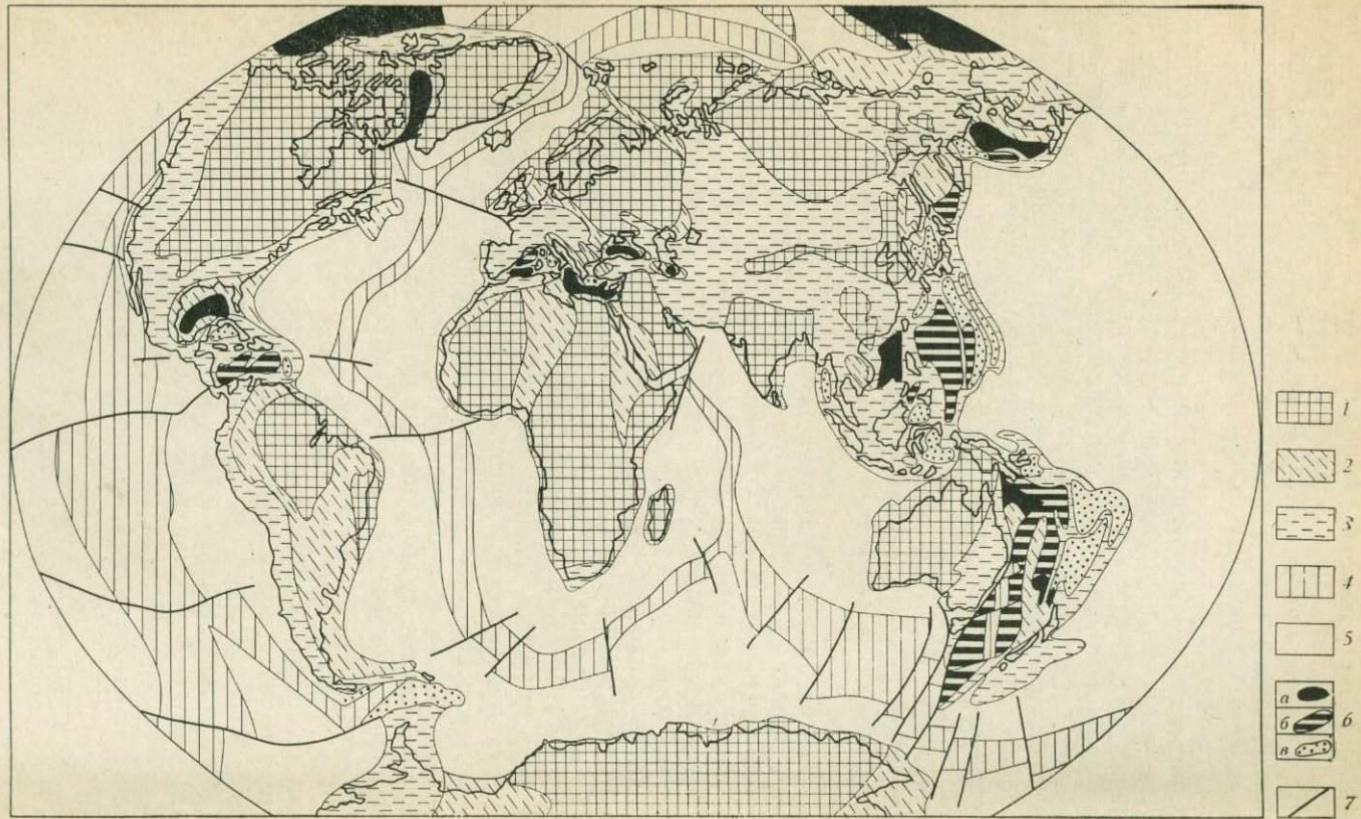
Палеотектонический вариант активных окраин (древние активные окраины) выделяется по наличию в разрезах окраинно-и внутренних подвижных поясов известково-щелочной серии вулканических пород с преобладанием андезитов, а также океанической коры геологического прошлого — офиолитового комплекса с гипербазитами. Закономерная взаимосвязь офиолитов с плоскостями надвигов рассматривается как признак былого наличия зон Заварицкого — Беньофа [102].

Ко второму, дивергентному типу относятся окраины молодых океанов — Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого, характеризующиеся распространением паралиагеосинклинальных (периоceanических) прогибов, осложненных системами продольных и поперечных рифтовых зон. Палеотектонический вариант пассивных окраин отличается главным образом замещением по латерали платформенных формаций миогеосинклинальными, присутствующими в разрезе краевой части подвижного пояса [134, 181].

Окрайинные и внутренние моря повсеместно находятся в сложных пространственных и временных соотношениях с активными и пассивными окраинами. Дифференциация их на группы и типы в соответствии с тектонической позицией в общей структуре Земли представлена в табл. 1.

16. Морфологическая характеристика окрайинных и внутренних морей рассматривается по выделенным типам и в соответствии с принадлежностью к определенному подвижному поясу Земли.

В Западно- и Восточно-Тихоокеанском подвижных поясах получают преимущественное развитие внутренние моря. При этом моря внутренней области современных активных окраин



принадлежат исключительно к Западно-Тихоокеанскому поясу и в других подвижных поясах Земли отсутствуют.

Филиппинское море самое северо-восточное из них, площадью до 1 млн. км²*. На западе оно ограничено южной частью Японской дуги, дугами Рюкю и Филиппинской, а на востоке — Идзу-Бонинской и Восточно-Марианской. Хребты Палау-Кюсю и Западно-Каролинский подразделяют это море на ряд котловин, из которых две основные — Западно-Филиппинская (Паресе-Вела) и Сикоку (Западно-Марианская), имеющие глубины около 6000 м. С восточной стороны хребтов и дуг находятся глубоководные желоба с глубинами дна в осевой зоне до 10—11 тыс. м. Еще три особенности намечаются для рельефа морского дна — отсутствие большого числа подводных вулканов, столь обычных для ложа Тихого океана; распространение на севере приподнятого, сложно расчлененного рельефа, образующего подводные плато Бородино и Окина-Оагара; наличие в центре Западно-Филиппинской котловины небольшого подводного хребта с глубинами дна на наиболее приподнятых участках менее 2500 м, обладающего поперечной северо-западной ориентировкой. В близких к современным очертаниям Филиппинское море возникло в миоцене.

Море Сулавеси находится к западу от Филиппинского между одноименной островной дугой на юге и архипелагом вулканических островов Сулу на севере. Его площадь 280 тыс. км²**. Котловина имеет симметричную конфигурацию и относительно ровное дно с глубинами свыше 6000 м. На дне и в обрамлении котловины известны действующие вулканы.

Молуккское море ограничено островной дугой Сулавеси на западе и Хальмахера на востоке, подводный хребет Снеллиуса отделяет его от Тихого океана. Площадь 200 тыс. км²*. В морфологическом отношении подразделяется на три зоны: западную, соответствующую впадине Сангихе (глубины дна до 3280 м); центральную, представленную хребтом Талауд-Миантас; восточную, состоящую из серии небольших котловин (Манголе и др.) с глубинами 3500 и 4800 м.

* Здесь и далее данные о глубинах дна и площади, отмеченные звездочкой, приведены по «Океанографической энциклопедии» (Гидрометеоиздат, 1974). Площади, не отмеченные звездочкой, подсчитаны автором.

Рис. 1. Схема тектонической позиции окраинных и внутренних морей [136].
1 — добайкальские платформы и крупные срединные массивы; 2 — байкальские складчатые комплексы в фундаменте платформ, некоторые байкальские и более древние срединные массивы; 3 — внутриконтинентальные и окраинно-континентальные подвижные пояса фанерозойского возраста; 4 — осевая зона внутриокеанических и окраинно-океанических подвижных поясов; 5 — новообразованная разновозрастная океаническая кора; 6 — возраст новообразованной коры глубоководных котловин; а — преимущественно позднепалеозойско-раннемезозойский, б — позднемезозойско-раннекайнозойский, в — позднекайнозойский; 7 — разломы, в том числе трансформные

Таблица I

Распределение типов окраинных и внутрен

Внутренние моря		
внутренней области активных океанических окраин	переходной области от древних к современным активным окраинам	переходной области от стабильных плит к современным активным окраинам
Филиппинское, Сулавеси, Молуккское, Банда, Новогвинейское, Соломоново, Фиджи, Саву	Карибское, Берингово, Охотское, Южно-Китайское, Сулу, Яванское, Флорес, Андаманское, Эгейское, Тирренское, Алжиро-Прованская котловина	Японское, Восточно-Китайское, Коралловое.

Море Банда ограничено островными дугами Сулавеси и Буру — Танимбар-Ветар-Флорес. Площадь этого моря 470 тыс. км²*. В рельефе дна установлено сочетание серий котловин — Банда, Манипа, Амбалая, Бутинг — и разделяющих их вулканогенных хребтов. Глубины моря в котловинах от 4180 до 7440 м, а на хребтах и порогах около 3100 м. Вулкан Гунунг-Апи поднимается с глубины 4500 м до высоты 280 м над уровнем моря. Котловина Банда (Вебер) представляет собой типичный междуголовой глубоководный желоб.

Новогвинейское море располагается к северо-востоку от одноименного острова между Новобританской островной дугой и архипелагами Бисмарка и Адмиралтейства. Последние два представляют собой северо-западное окончание дуги Соломоновых островов. Площадь моря примерно 40 тыс. км². Подводным поднятием субмеридиональной ориентировки (глубина дна 500—1000 м) море рассекается на две котловины — Новоирландскую на востоке и Новогвинейскую на западе. Глубины дна в этих котловинах около 2000—2600 м. На дне и обрамлении известны многочисленные действующие вулканы.

Соломоново море, находящееся к юго-востоку от Новогвинейского, обрамлено островными дугами Северо-Новогвинейской (Луизиада), Новобританской и Соломоновых островов; его площадь — 720 тыс. км²*. Рельеф дна еще более сложный, чем в предыдущем случае. Здесь имеют место две котловины — Новобританская (глубина моря более 4000 м) и Соломонова (глубина моря свыше 5000 м), разделенные подводным хребтом Вудларк. Котловины обрамлены желобами, которые рассматриваются как рифты. Наибольшая глубина (9140 м) установлена в желобе Бугенвиль, свыше 7000 м в желобе Сан-

них морей по тектонической позиции

Окрайинные моря			
переходной области от стабильных плит к древним активным и пассивным окраинам	области сочленения древних и современных океанических окраин различного типа	платформенных областей	областей внедрения внутриокеанических подвижных поясов (современных пассивных окраин)
Мексиканский и Персидский заливы, Восточное Средиземноморье, Адриатическое, Черное с Азовским, Каспийское	Тиморское и Аравурское, Северное и Ирландское, Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, Канадская котловина с морем Бофорта, Росса, Уэдделла	Гудзонов залив, Белое, Балтийское, Желтое	Баффинов залив и Лабрадорское море, Красное море и Аденский залив, Тасманово, Скотта, Калифорнийский залив

Кристобаль, а в остальных — желоба Новобританский, Киривиана, Санта-Исабель — свыше 4000—5000 м.

Море Фиджи расположено к юго-востоку от Соломонова и иногда относится к юго-западному сектору Тихого океана [96]. На востоке обрамлено островной дугой Кермадек — Тонга, на севере архипелагами мелких вулканических островов, на западе Новогебридской островной дугой и подводным хребтом Норfolk. Общая его площадь около 2300 тыс. км²*. Сложной, изогнутой системой островных дуг Новогебридской — Фиджи — Колвил — Лау море делится на три котловины: Северо-Фиджийскую, Южно-Фиджийскую и Кермадек-Колвил. Глубоководные желоба протягиваются на восточном (желоб Кермадек) и западном (Новогебридский желоб) обрамлении моря Фиджи. Наибольшие глубины дна до 4500, 5300 м характеризуют Южно-Фиджийскую котловину, от 2000 до 3000 м — большую часть котловины Кермадек-Колвил и юг Северо-Фиджийской котловины, от 3000 до 4000 м — северо-запад Северо-Фиджийской котловины. В Новогебридском желобе глубины достигают 6584—7570 м, а в желобе Кермадек 9996—10047 м. На обрамлении и морском дне многочисленны действующие вулканы, особенно в Северо-Фиджийской котловине.

Внутренние моря переходной области от древних к современным активным окраинам (транзитали, по Л. И. Красному, 1977 г.) связаны как с Восточно-, так и с Западно-Тихоокеанским подвижными поясами.

Берингово море находится в области сочленения трех подвижных поясов — Арктического, Западно- и Восточно-Тихоокеанских. Общая его площадь 3700 тыс. км²*. Обрамлением моря на западе являются киммерийские сооружения Чукотки,

а на востоке и севере Кордильеры Аляски, совместно с находящимися в их пределах древними Чукотским и Анадырь-Сьюардским массивами. Рельеф дна необычен: около половины общей площади приходится на шельф, имеющий ширину свыше 720 км и являющийся одним из самых больших в мире, остальная — на три котловины — Алеутскую, Бауэрса и Командорскую. Алеутская котловина представляет собой обширную абиссальную равнину с глубинами 3800—3900 м, осложненную несколькими мелкими впадинами с глубинами более 4000 м. Подводный хребет Бауэрса (Крысий) возвышается над дном котловины более чем на 3000 м и отделяет ее от котловины Бауэрса, аналогичной по рельефу, но значительно меньшей по площади. Еще одним важным элементом рельефа является краевое плато Умнак, находящееся в юго-восточном углу Алеутской котловины. Глубины моря в пределах плато — от 1000 до 2000 м. В Командорской котловине и в Камчатском проливе отмечены максимальные для Берингова моря глубины в 4420 м.

Возникновение Командорской котловины приходится на миоцен. Формирование современной береговой линии Берингова моря в целом, напротив, произошло, по-видимому, в конце плиоцена или начале плейстоцена, поскольку еще 10 млн. лет назад около трети площади шельфа было сушей (рис. 2).

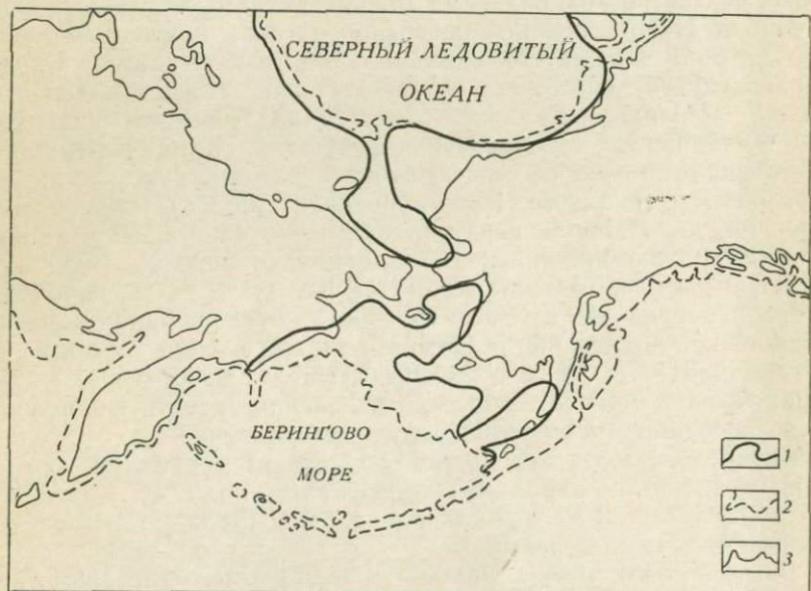


Рис. 2. Схема береговых линий Берингова моря. По Г. Нельсону и др., 1974 г.
1 — положение береговой линии 10 млн. лет назад; 2 — изобата 200 м; 3 — современная береговая линия

Охотское море, подобно Берингову, окружено горными сооружениями, в строении которых принимают участие блоки древних массивов, киммерийские и альпийские складчато-метаморфические и вулканогенные комплексы, современная (Курильская) островная дуга. Площадь моря 1583 тыс. км²*, из которой около 40% приходится на глубины до 200 м. Максимальная глубина 3374 м, средняя глубина 777 м. Рельеф дна между собственно мелководным шельфом и Курильской глубоководной котловиной представляет собой систему поднятий и впадин с сильно меняющимися глубинами. Минимальные глубины над поднятиями АН СССР и ИО АН СССР (Института океанологии), достигают соответственно 894 и 940 м, над поднятием Лебедя у Камчатки 200 м. В желобе Макарова глубина 1354 м, во впадине ТИНРО — 993 м, во впадине залива Шелихова — 445 м. Дно наиболее глубоководной Курильской котловины в отличие от центральной части Охотского моря представляет собой абиссальную равнину с максимальными глубинами 3374 м. Следы субаэрального рельефа, сохранившиеся на поднятиях, свидетельствуют о том, что северная часть Охотского моря образовалась в позднем плейстоцене [96].

В области сочленения Средиземноморского и Западно-Тихookeанского подвижных поясов находятся внутренние моря Южно-Китайское, Яванское и Сулу.

Южно-Китайское море выделяется по сложности геологического строения и весьма значительной площади. В составе его обрамления на западе участвуют байкальские, каледонские, герцинские и в меньшей степени киммерийские, а на востоке альпийские складчато-метаморфические комплексы. Площадь моря около 3400 тыс. км², средняя глубина 1140 м. Шельф общей площадью 1500 км² в географическом отношении включает районы Тайваньского пролива, залива Банбо, Сиамского залива, Зондский шельф и Малаккский пролив. На шельфе известна разветвленная сеть подводных речных долин, так называемая Моленграафовая речная система, направленная в сторону глубоководной котловины. Глубоководная котловина также обладает сложным рельефом. Только небольшая центральная ее часть может рассматриваться в качестве абиссальной равнины с средней глубиной 4300 м. На остальной площади развиты подводные плато (Парасельское и др.), небольшие поднятия, увенчанные банками и коралловыми рифами, подводные горы и желоба. Один из желобов глубиной свыше 5000 м протягивается в юго-западном направлении от о-ва Тайвань, другой — желоб Палаван — глубиной до 3475 м отделяет плато Рид-Темплер от альпийских сооружений Калимантан — Палавана.

Яванское море занимает юг Зондского шельфа. В тектоническом отношении оно приурочено к области распространения киммерийских складчато-метаморфических комплексов,

обрамленных каледонидами Малаккского полуострова и альпийскими сооружениями Суматры, Явы и востока Калимантана. Его площадь при разных океанографических границах подсчета от 367 до 433 тыс. км²*, средняя глубина 40—50 м. Рельеф дна выровненный с долинами, являющимися элементами Моленграафовой речной системы. Наличие этой системы и другие палеогеографические данные обнаруживают, что современные очертания Южно-Китайского и Яванского морей возникли в самом позднем плейстоцене (рис. 3).

Море Сулу от Южно-Китайского и Сулавеси отделяют две ветви островных поднятий, сложенных альпийскими складчато-метаморфическими комплексами, протягивающиеся от Калимантана к Филиппинам — северная, Палаванская, и южная, архипелага Сулу. Площадь этого моря 280 тыс. км²*. Основными элементами рельефа дна являются северо-западное краевое плато с глубинами моря от 1000 до 2000 м и две котловины: юго-западная с максимальной глубиной до 2064 м и юго-восточная глубиной выше 5000 м. Котловины отделены друг от друга уступом высотой до 2000 м.

В Восточно-Тихоокеанском поясе находится внутреннее Карибское море, характеризующееся сложностью тектонической позиции, рельефа и глубинного строения. Общая площадь Карибского моря 2640 тыс. км²*. Оно включает четыре котловины — Гренада, Юкатанскую, Венесуэльскую и Колумбийскую, отделенные друг от друга подводными хребтами Авес, Ямайка, Беата, Никарагуа, а также желобом Кайман. Котловины Юкатанская и Гренада обрамлены соответственно хребтом Кайман и одноименным желобом, относящимся к современ-

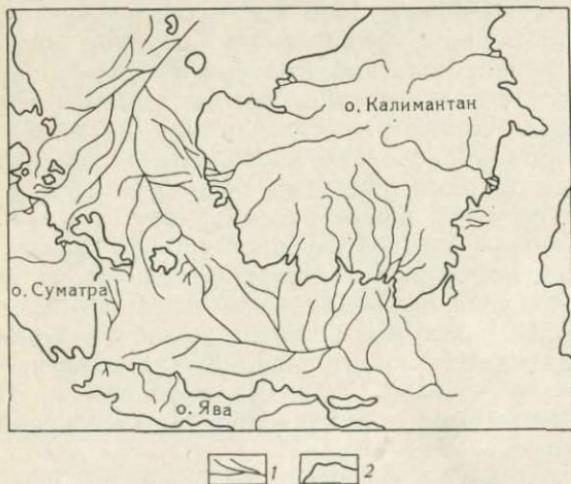


Рис. 3. Схема подводных речных долин на Зондском шельфе [96].
1 — долины «Моленграафовой системы»; 2 — береговая линия

менным геосинклиналям, и островной дугой Малых Антилл. На этом основании обе котловины относятся к типу морей переходной области от древних к современным геосинклиналям. Глубины морей в Юкатанской котловине до 4950 м, на большей части площади котловины Гренада от 2000 до 3000 м. В желобе Кайман выше 7100 м. Котловины Венесуэльская и Колумбийская занимают западную часть Карибского моря между подводными хребтами Никарагуа и Авес. Отделены они друг от друга только хребтом Беата. Обрамлением этих котловин на юге служат ветви Кордильер Анд — Западной, Центральной и Восточной и др., на западе — альпийские комплексы Восточной Сьерра-Мадре и выступы древнего срединного массива Южной Сьерра-Мадре, на севере — подводные хребты Ямайка и Никарагуа. Таким образом, эти котловины находятся во внутренней области древних активных окраин. Глубины моря в Венесуэльской котловине более 5000 м, в Колумбийской — выше 4000 м, на разделяющем хребте Беата от 1000 до 2000 м. Дно котловин преимущественно ровное, и только в области континентального склона в рельефе прослеживаются цепочки кулисно-сочлененных поднятий.

На северо-востоке Карибского моря известны подводные каналы, врезанные на 30 м в шельф о-ва Пуэрто-Рико, соединяющие устья рек и каньоны на континентальном склоне в единую систему. Предполагается, что каналы возникли в плейстоцене в период значительного понижения уровня моря. В пользу этого мнения свидетельствуют также реликтовые рифы позднеплейстоценового возраста, протянувшиеся у восточных островов Карибского моря и погруженные на глубину до 20 м (И. Г. Макинтайр). Таким образом, очертания современной береговой линии Карибского моря оформились менее 8000 лет назад.

Внутренние моря переходной области от стабильных в фанерозое плит к современной активной окраине немногочисленны и все связаны с Западно-Тихоокеанским поясом.

Японское море находится между выступами на поверхность дофанерозойского фундамента на западе и юго-востоке (массив Хидака) и одноименной островной дугой на востоке. В составе обрамления участвуют также герцинские, киммерийские и альпийские складчато-метаморфические и вулканогенные комплексы. Площадь моря около 1070 тыс. км²*, средняя глубина 1535 м. По рельефу дна море подразделяется на три района — северный, являющийся шельфом и совпадающий с Татарским проливом; центральный, охватывающий Япономорскую котловину приблизительно до широты северной оконечности о-ва Хонсю, и южный. В центральном районе преобладает относительно плоский рельеф дна с максимальной глубиной до 4224 м. Рельеф южной части достаточно сложный; кроме мелководий вокруг островов Оки, Цусима, Уллындо и др.

здесь находится подводное плато Ямато с минимальными отметками глубин 285—485 м. С востока и запада подводное плато Ямато обрамлено глубоководными рифтогенными котловинами — Вакаса (глубина выше 3000 м) и Япономорской (глубины на юге до 3470 м). На дне котловин известны подводные вулканы.

Формирование котловин происходило в период от позднего мела до миоцена, однако современные контуры Японского моря возникли лишь в конце плейстоцена.

Восточно-Китайское море совместно с Желтым располагается между древней Китайской платформой на западе и островной дугой Рюкю на востоке. В обрамлении участвуют также каледонско-байкальские комплексы Катазин. Площадь этих морей 888,5 тыс. км², в том числе Желтого моря 136,5 тыс. км²*. Рельеф дна относительно прост. Он представлен двумя основными элементами — обширным шельфом и глубоководной котловиной Окинава. На шельфе преобладают глубины до 100 м, а на дне прослеживаются подводные песчаные бары, ориентированные перпендикулярно береговым линиям. От устья р. Янцзы на 300 км протягивается песчаная банка, представляющая собой затопленную дельту. По мере приближения к котловине Окинава средняя глубина моря увеличивается до 349 м, а в котловине протяженностью до 1000 км достигает 2717 м. Котловина возникла скорее всего в неогене, а современная часть шельфа с глубинами менее 100 м — в последниковую эпоху.

Коралловое море находится между Австралийской платформой на западе и островными дугами — Новогебридской, Луизиада и др. — на востоке и севере. В обрамлении участвуют также герциниды Австралии и альпиды Новой Гвинеи. Общая площадь моря 4790 тыс. км²*, средняя глубина 2394 м. Рельеф дна весьма сложный, здесь находятся крупнейшие в мире барьерные рифы — Большой Барьерный риф Квинсленда, Барьерный риф Тагула у Папуа и Луизиады, Новокаледонский барьерный риф, подводное плато Квинсленд, Беллона, широкие поднятия Мелиш в центральной части моря, отмечаемые изобатой 3000 м, Луизиада, связывающее островные дуги Луизиада и Новокаледонскую, Индинспенсабл, соединяющее острова Реннелл с Новыми Гебридами. Между плато и поднятиями протягиваются четыре котловины — Кораллового моря (глубина 4842 м), Фредерик, Новогебридская и Санта-Крус. Три последние котловины имеют глубины более 4000 м, неправильной формы очертания и выровненное дно. В Коралловом море находятся также три крупных желоба — Сан-Кристобаль (глубина 5658 м), Торреса и Новогебридский (глубиной до 7660 м).

К типу окраинных морей относится Мексиканский залив. Этот залив сформировался в пределах эпигейко-кальской

плиты, обрамленной на севере герцинидами Уачиты, а на юге и западе альпийскими сооружениями Большых Антил и Восточной Сьерра Мадре. Его площадь около 1602 тыс. км², наибольшая глубина 3600 м. Рельеф дна довольно прост. Относительно широкая область шельфа и материкового склона уступами Сигсби, Кампече и Западно-Флоридским отделена от абиссальной равниной Сигсби. Восточную часть последней занимает плейстоценовая авандельта Миссисипи, погруженная глубоко под уровень моря. Интересным элементом микрорельефа дна являются холмы Сигсби на западе абиссальной равнинны, являющиеся ядрами соляных куполов. Очертания Мексиканского залива возникли несколько тысячелетий тому назад.

На юго-западном обрамлении Западно-Тихоокеанского подвижного пояса находятся Арафурское и Тиморское окраинные моря, сформировавшиеся в области сочленения древних активных и современной пассивной окраин. В геологическом аспекте они представляют единую Северо-Австралийскую область прогибания.

На северо-востоке моря обрамлены альпийскими сооружениями Новой Гвинеи, на северо-западе островной дугой Танимбар—Флорес, на юго-западе ложем Индийского океана. Общая площадь морей совместно с заливом Карпентария 1487 тыс. км². Основные элементы рельефа дна — Тиморский желоб глубиною от 3650 до 1600 м, а также обширный шельф. Его юго-западная часть известна в литературе под названием шельфа Сахул, северо-восточная — Арафурского шельфа. Поверхность шельфа напоминает рельеф субаэральных равнин, развившихся на прилегающей суше с позднего мела, и обладает разветвленной затопленной речной системой. На шельфе выделяются три впадины — Браус, Бонапарта и Арафурская — с глубинами до 140 м, отделенные друг от друга протяженными поднятиями с гребнями, поднимающимися до глубин 20—50 м. Эти поднятия имеют северо-западную ориентировку и находятся на продолжении докембрийских структур континента. Шельф был затоплен на рубеже позднего неогена — плейстоцена, а затем вследствие эвстатических колебаний уровня Мирового океана вновь подвергся денудации в эпоху последнего оледенения.

В Средиземноморском подвижном поясе внутренние моря каждого из выделенных типов встречаются не более чем в одном—трех случаях (см. табл. 1).

Море Саву сформировалось на юго-восточном окончании Средиземноморского пояса в области его сочленения с Западно-Тихоокеанским, между островными дугами Танимбар — Флорес и Саву — Сумба. Его площадь 105 тыс. км², средняя глубина 1700 м. Глубоководная котловина, оконтуренная изобатой 3000 м, имеет грушевидную форму и малую площадь, около 30 тыс. км².

Внутренние моря переходной зоны от древних к современной активной окраине располагаются на значительном удалении друг от друга.

Андаманское море — самое восточное из них. Оно находится между каледонскими комплексами Малаккского полуострова, альпийскими сооружениями Аракан-Йомы и Суматры, Андаманско-Никобарской островной дугой. Его площадь около 780 тыс. км²*. У северных и восточных берегов протягивается мелководный шельф, имеющий ширину до 200 км. В рельефе дна выделяются три котловины: центральная с максимальной глубиной 4180 м, а также северная и южная с глубинами более 2000 м. Котловины пересекает с юга на север вулканическая дуга островов и подводных гор, причем последние известны и в других районах Андаманского моря. Шельфовая область моря в конце неогена представляла собой плен, и формирование современной береговой линии произошло в позднем плейстоцене.

Эгейское море представляет собой связующее звено между Азово-Черноморским и Средиземноморским бассейнами. Это море на севере обрамлено альпийскими сооружениями на полуостровах Пелопоннес и Анатолийском, а также древними срединными массивами — Родопским и Мендересским, на юге — Критской островной дугой с сопровождающим ее Эллинским желобом. Площадь моря несколько более 150 тыс. км². В рельефе дна (достаточно сложном) выделяются три района: северный, центральный и южный. В северном районе ведущими элементами являются два рифтогенных трога — Анатолийский северо-восточной ориентировки, глубиной до 1575 м и Скирос глубиной выше 1000 м с сопровождающим его одноименным поднятием субширотной ориентировки. В центральном — обширное плато с островами неправильной, расплывчатой формы, приподнятое над окружающими впадинами до 1000 м. В южном — две дуги Кикладская и Критская, отделенные друг от друга Критской котловиной, где глубины достигают 3000 м. На многочисленных островах имеются действующие вулканы, из которых наиболее известен (в связи с катастрофическими извержениями в историческую эпоху) Санторин (рис. 4).

Для Тирренского моря характерно наличие сейсмофокальной зоны Заварицкого — Беньофа и большого числа действующих вулканов на морском дне. Обрамление представлено на западе герцинскими сооружениями островов Корсика и Сардиния, а на юге и востоке — альпийскими комплексами Телль-Атласа, Сицилии и Аппенин. Площадь моря 133 тыс. км². В рельефе дна выделяют три района. Северный, характеризующийся сочетанием субмеридиональных трогов и поднятий с перепадом глубин до 1000 м. Наиболее протяженный из трогов — Корсиканский, отделяющий Тосканский архипелаг от Корсики. Центральный район соответствует глубоководной котловине, ко-

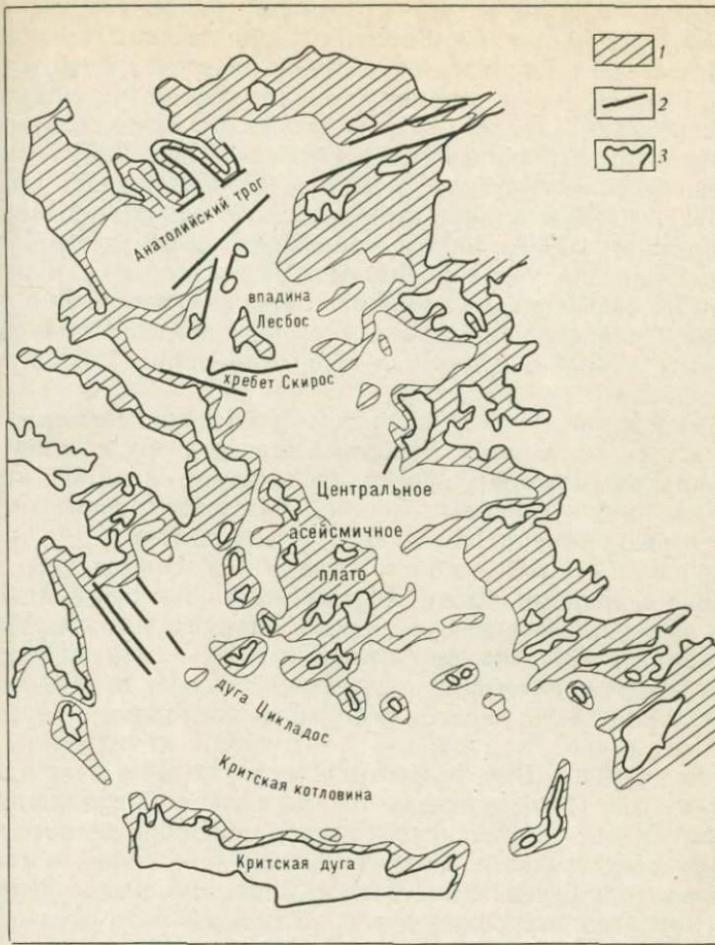


Рис. 4. Схема основных элементов рельефа дна Эгейского моря. По Б. Папа-захос, П. Коминакис, 1973 г.

1 — подводные плато с глубинами до 30 м; 2 — разломы; 3 — береговая линия

торая слегка вытянута в северо-западном направлении. На ее дне имеются подводные вулканы, один из которых — Вавилова возвышается над ее дном на высоту около 3000 м. Южный, сходный по рельефу с северным, имеет северо-восточную ориентировку подводных поднятий, из которых наиболее крупное — Атласский хребет.

Моря внутренней области древних активных окраин представлены в Средиземноморском бассейне Алжиро-Провансской котловиной (Балеарское море) совместно с морем Альборан, имеющих общую площадь более 460 тыс. км². Единая по местоположению эта область прогиба-

ния обрамлена почти по всему периметру альпийскими сооружениями Телль-Атласа и Бетской Кордильеры. Последние из них в архипелаге Балеарских островов вдаются далеко в глубь Алжиро-Прованской котловины, подразделяя ее как бы на две части: северную, Балеарско-Провансскую, и южную, Алжирскую. Дно котловины выравненное с глубинами 2660—2887 м.

Геологическая ситуация, похожая на Балеарский архипелаг, имеет место и в море Альборан, где одноименный хребет на глубинах от 200 до 1000 м, ориентированный к северо-востоку, разделяет два узких рифтогенных трога с глубинами до 1510 м. Шельфы рассматриваемых морей относительно узкие, а материковый склон рассечен многочисленными подводными каньонами. У больших дельт, в подножии склона находятся конусы выноса.

Формирование Алжиро-Прованской котловины произошло в конце палеогена, а моря Альборан скорее всего в плионе.

К окраинным морям переходной области от стабильных в фанерозое плит к древним окраинам различного типа относятся Адриатическое море и Восточное Средиземноморье.

Адриатическое море, сформировавшееся на далеком северо-западном блоке Африканской платформы, обрамлено с юго-запада и северо-востока альпийскими сооружениями Динарид и Аппенин. Его площадь 106 тыс. км². По рельефу дна относится к категории шельфовых. Только в крайней его юго-восточной части имеется небольшая котловина с глубинами до 1224 м.

Собственно Восточное Средиземноморье объединяет моря Ионическое и Леванта, находящиеся на северном склоне Африканской платформы, обращенном к альпийским сооружениям Средиземноморского пояса Евразии. В северном обрамлении Восточного Средиземноморья участвует также Критская островная дуга, возникшая на заключительном этапе эволюции этой морской впадины. Общая площадь впадины около 1080 тыс. км². По рельефу дна она подразделяется на четыре района: западный, центральный, восточный и северный. Западный район охватывает Тунисский пролив, залив Сидра и котловину Ионического моря. Он характеризуется едва ли не самым обширным в Средиземноморье шельфом и преимущественной северо-западной ориентировкой трогов, поднятий и котловин на дне. Глубины моря колеблются здесь от 840 м в Мальтийском троге и 912 м в троге Пантеллерия до 4117 м в Ионической (Центральной) котловине. На дне котловины известны подводные горы (возможно, потухшие вулканы), возвышающиеся над ее дном на 3000 м. Центральный район занимает Срединное плато с глубинами дна до 1395 м, восточным продолжением которого является Средиземноморской хребет с глубинами от 2000 до 2500 м. В пределах этого района находятся также Дивийский желоб и Левантийская (Геродота) кот-

ловина с глубинами до 3120 м. Восточный район охватывает поднятие о-ва Кипр, небольшую по площади котловину к югу от Кипра с глубинами до 2729 м. Кроме того, в его состав входят юго-восточный шельф и материковый склон с конусом выноса авандельты р. Нила, где имеются хорошо развитые каналы. Последние образуют большую разветвленную систему. Северный район соответствует Эллинскому желобу с глубинами до 5015 м, представляющему серию обрушенных впадин, вытянутых параллельно Критской дуге.

Возникновение котловин Восточного Средиземноморья по данным глубоководного бурения приходится на предмессинское время.

Персидский залив завершает южный ряд окраинных морей Средиземноморского пояса. Он сформировался на склоне Аравийской плиты, обращенном к альпийским сооружениям Загроса. Площадь залива 239 тыс. км², средняя глубина 170 м. По рельефу дна делится на две части — восточную и западную, которые соединяются узкой впадиной с повышенными значениями глубин. В заливе имеется много отмелей, сложенных четвертичными отложениями, которые представляют собой либо гребни складок, либо ядра соляных куполов.

Каспийское море, которое начинает северный ряд окраинных морей Средиземноморского пояса, сформировалось на склоне эпипалеозойской платформы, обращенном к альпийским сооружениям Копет-Дага, Эльбурса и Кавказа. Предполагается, что южная часть этого моря находится в пределах срединного массива байкальской консолидации. Соответственно в качестве окраинного это море может рассматриваться только для периода времени, охватываемого мезозойской и кайнозойской эрами. Площадь моря 371 тыс. км², средняя глубина 180 м. По рельефу дна и другим характеристикам оно обычно подразделяется на Северный, Средний и Южный Каспий. Северный Каспий — мелководье с глубинами 4—8 м. В Среднем Каспии находится Дербентская котловина с глубинами до 788 м. Апшеронский порог, представляющий цепь банок и островов, отделяет Средний Каспий от Южного. В последнем получает развитие плоская абиссальная равнина с максимальной глубиной 1025 м.

Черное и Азовское моря по своей позиции во многом напоминают Каспийское. Почти все северо-западное обрамление Черного моря занято стабильной в фанерозое плитой, что дает основание рассматривать его в качестве окраинного по отношению к Средиземноморскому поясу. Это утверждение является спорным для палеозойской эры, но вполне справедливо для мезозойской и кайнозойской. Общая площадь обоих морей 461 тыс. км², собственно Черного моря — 423 тыс. км², Средняя глубина Черного моря 1197 м. Северо-западная и северо-восточная (Азовское море) части этой общей области про-

гибания представляют собой широкий шельф. В остальных районах шельф узкий или заменяется абразионной террасой. На материковом склоне имеются подводные хребты — Архангельского и Монсеева, кулисообразно направленные навстречу друг другу с юго-востока на северо-запад. Микроэлементами рельефа склона являются подводные каньоны, особенно многочисленные вблизи альпийских сооружений. Дно котловины выровненное, с максимальной глубиной 2115 м.

Северное и Ирландское моря относятся к иному типу окраинных морей. Они располагаются в регионе, где байкальско-каledonские комплексы основания Средиземноморского пояса срезаются каледонидами Северо-Атлантического подвижного пояса, а герцинские комплексы Средиземноморского пояса — современным материковым склоном Атлантического океана. Соответственно данные моря находятся в области пересечения древних активных и современной пассивной океанических окраин. Общая площадь морей более 600 тыс. км², в том числе Северного моря — 549 тыс. км²*. Средняя глубина Северного моря 91 м. В рельефе дна выделяются пологие поднятия с глубинами до 13 м и менее (Доггер-банка, Викинг, Гельголанд), впадины с глубинами до 82 м (Сол-Пит, Аутер-Сильвер-Пит и др.), а также Норвежский и Ирландский желоба, невыясненного, но, возможно, тектонического происхождения с глубинами от 250 до 600 м. На дне прослеживается также система речных русел и торфяников, затопленных морем в течение последних 10—3 тыс. лет (рис. 5).

С Арктическим подвижным поясом связан ряд окраинных морей, расположенных в области сочленения древних активных и современных пассивных окраин.

Баренцево море, приуроченное в основном к одноименной плите древней платформы, располагается между материковыми склонами Атлантического и Северного Ледовитого океанов, каледонскими сооружениями Скандинавии и Шпицбергена, а также герцинскими сооружениями Урала и Новой Земли. Его площадь без островов около 1438 тыс. км²*. Глубины дна от 100 до 300 м и только на крайнем западе до 600 м. Рельеф дна характеризуется наличием двух поверхностей выравнивания на глубинах около 70 и 200 м, которые соответствуют двум этапам оледенений четвертичного периода.

Карское море находится в области сочленения плит молодой и древней платформ. В обрамлении участвуют материковый склон Северного Ледовитого океана, герциниды Новой Земли и п-ова Таймыр. Площадь моря 893 тыс. км², средняя глубина 113 м. В рельефе дна выделяются Восточно-Новоземельская впадина с глубинами 200—400 м и несколько желобов — Св. Анны, Воронина и др. с глубинами до 420—620 м. В межледниковые регрессии около половины шельфа подверглось денудации (В. Н. Сакс).

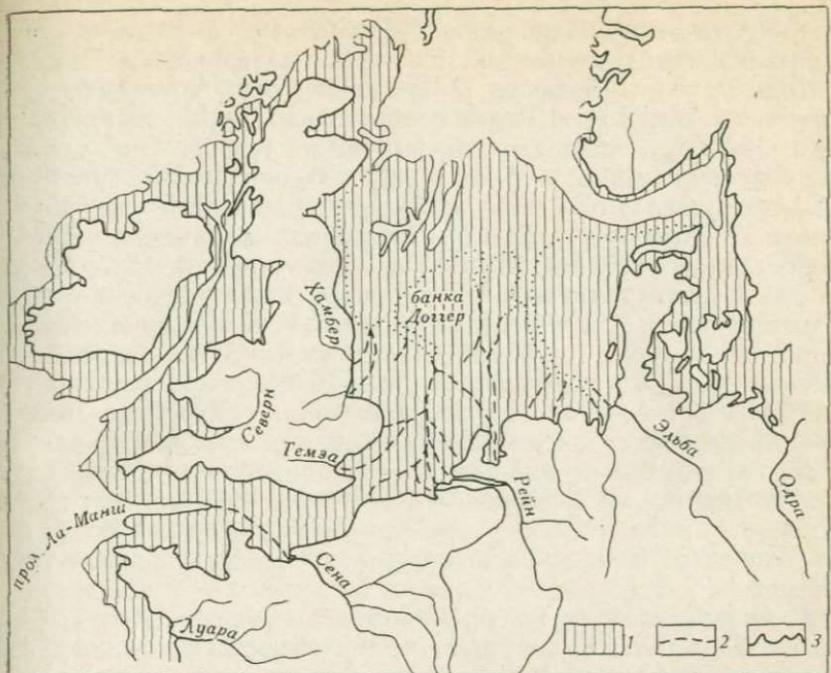


Рис. 5. Схема подводных речных долин на шельфе Северного моря и Ла-Манша [96].

1 — районы суши в вюрмское время, находящиеся ныне на глубине до 50 м; 2 — затопленные речные долины; 3 — береговая линия

Восточно-Сибирское и Чукотское моря обрамлены на западе и юго-западе киммерийскими сооружениями Верхоянской и Чукотской складчато-геосинклинальных систем, а на востоке герцинидами Аляски. Предполагается, что в районе этих морей распространен байкальский (а возможно, и более древний) фундамент Гиперборейской платформы и позднекаледонский фундамент западного продолжения Иннуйской системы. Общая площадь морей 1508 тыс. км², глубины от 10—20 м на западе до 40—60 м на востоке. Рельеф дна выровненный, однако сохранивший следы речных систем четвертичного периода. К формам рельефа тектонического происхождения относят каньоны — Геральда, Барроу и др. Глубины дна в этих каньонах достигают 90—100 м.

Канадская котловина совместно с морем Бофорта располагается между подводным хребтом Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане и позднекаледонскими сооружениями Иннуйской системы. В составе обрамления участуют также герциниды хребта Брукса на Аляске. Общая площадь этой области 1750 тыс. км², в том числе моря Бофор-

та — 476 тыс. км². В рельефе дна выделяются пять основных морфологических элементов: шельф с материковым склоном, подводные плато Бофорта и Чукотское, две котловины — Канадская и Бофорта. Шельф относительно узкий, шириной не более 150 км, с поверхностью, выровненной наносами крупных рек. Материковый склон, как и в других районах Северного Ледовитого океана, рассечен подводными каньонами. Из подводных плато наиболее крупное — Чукотское шириной до 200 м и минимальной глубиной 328 м. На плато Бофорта глубины около 900 м. Канадская котловина имеет максимальную глубину 3940 м и ровное дно, местами покрытое холмоподобными поднятиями. От менее глубокой котловины Бофорта она отделена уступом, который возвышается над абиссальной равниной на 350 м. Хребет Альфа-Менделеева совместно с хребтом Ломоносова представляет систему асейсмичных глыбовых хребтов, протягивающихся от материкового склона Арктических островов до Чукотки на расстояние от 1400 до 1800 км. Эти хребты отделяют Амеразийскую часть Арктического бассейна, к которой относятся Канадская котловина и море Бофорта, от Евразийской.

С Антарктическим подвижным поясом связаны моря Росса и Уэдделла, занимающие тектоническую позицию, аналогичную ряду морей Арктического пояса.

Море Росса располагается между позднебайкальско-раннекаледонскими сооружениями Земли Мэри Берд и Трансантарктической зоны. Площадь моря около 790 тыс. км², средняя глубина 460 м. В рельефе дна выделяются: внешняя окраина с глубинами 360—580 м; шельфовые желоба, уходящие под ледяной барьер Росса с глубинами до 1100—1500 м; внутренний мелководный шельф; ряд поднятий сложных конфигураций, которые являются остатками моренных гряд позднего плейстоцена. Эти поднятия распространены в северных районах шельфа и объединяются под общим названием банки Пеннела.

Море Уэдделла находится на противоположной от моря Росса стороне Антарктиды между герцинско-киммерийскими сооружениями Антарктанд и позднебайкальско-раннекаледонскими Трансантарктической зоны. В обрамлении моря Уэдделла участвуют также выступы раннедокембрийского фундамента Антарктической платформы. В состав этого моря океанологии включают и Южно-Сандвичев желоб. В таком понимании площадь моря Уэдделла достигает 3150 тыс. км². Рельеф дна характеризуется обширным переуглубленным шельфом с глубинами до 1000 м, часть площади которого покрыта ледником Фильхнера, пологим и широким материковым склоном, абиссальной равниной Уэдделла с глубинами до 4880 м. В Южно-Сандвичевом желобе отмечены глубины до 8268 м. На востоке, вблизи Земли Котса, шельф прорезан желобом Крэйри глубиной около 1060 м.

Группа внутриплатформенных морей весьма немногочисленна. Ее особенность заключается в том, что моря этого типа распространены лишь на древних платформах Лавразии.

Гудзонов залив сформировался в пределах Канадского щита. Его площадь 520 тыс. км², средняя глубина около 100 м. Юго-западная и северная части залива заняты впадиной неправильной формы с глубинами до 257 м. Продолжением этой впадины является широтный желоб Гудзонова пролива, где глубины достигают 540 м. Кроме желоба на дне имеются несколько V-образных долин, представляющих затопленную речную сеть. В центре залива расположено большое поднятие в рельефе дна с глубинами менее 50 м.

Белое море находится на северо-восточном склоне Балтийского щита. Его площадь 90 тыс. км², средняя глубина 49 м, однако отмечены глубины и в 340 м. От Баренцева моря оно отделено мелководным порогом. Характерные черты рельефа — изрезанные берега тектонического происхождения и наличие множества островов.

Балтийское море совместно с Ботническим и Финским заливами приурочено к области погружения юго-восточного склона Балтийского щита к Русской плите. Площадь этого морского бассейна около 423 тыс. км², средняя глубина 43 м. В рельефе дна имеются четыре впадины глубже 200 м, разделенные мелководьями (глубины менее 50 м). Две из этих впадин находятся в Балтийском море. Одна — Ландсортсюпет, к северо-западу от Готланда имеет глубину 459 м, другая — Готландская, представляющая основную меридиональную депрессию Балтийского моря, — до 249 м.

Современные очертания Балтийского моря возникли менее 5 тыс. лет назад вследствие эвстатических колебаний уровня Мирового океана и снятия ледовой нагрузки с Фенноскандии.

Море Лаптевых самое северное из морей данного типа. Это море сформировалось на склоне Восточно-Сибирской платформы, обращенном к окончанию Срединно-Арктического (Гаккеля) хребта. Продолжением осевой зоны упомянутого хребта в пределы моря Лаптевых является желоб Садко, прорезающий материковый склон. Площадь моря 672 тыс. км², средняя глубина 540 м, наибольшая глубина 2980 м. Однако 70% площади занимают глубины менее 100 м. Рельеф дна определяется сложным чередованием поднятий и впадин со следами субаэральной эрозии. Последнее вызвано тем, что всего лишь 15 тыс. лет назад береговая линия моря Лаптевых проходила вблизи современной изобаты 100 м [212].

Окраинные моря областей внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов находятся в различных, удаленных друг от друга геотектонических регионах Земли.

Баффинов залив совместно с Лабрадорским морем располагается на западном ответвлении Срединно-Ат-

лантического подвижного пояса, отделившем Гренландскую пли- ту от Северо-Американской в позднем мезозое. Общая площадь этих морей около 2015 тыс. км², в том числе собственно моря Баффина 635 тыс. км². Шельфы узкие со следами затопленной речной сети, с холмистым первичным рельефом. Глубины моря на шельфе 200—400 м. Дно центральной котловины с глубинами до 2300 м ровное, похожее на океаническую абиссальную равнину. Подводный хребет Дейвиса с глубинами до 800 м отделяет море Баффина от Лабрадорского. Основной особенностью рельефа дна последнего является центральный желоб, открывающийся на юго-восток. Глубины моря в желобе возрастают от 2000 м на северо-западе до 3700 м на юго-востоке. В некоторых местах они превышают 4000 м.

Красное море и Аденский залив в геологическом аспекте представляют собой раздел между Аравийской и Африканской плитами древней платформы, возникшей в результате внедрения северо-западного окончания Индоокеанского подвижного пояса (Аравийско-Индийский хребет). Общая площадь этой области 715 тыс. км², в том числе Красного моря 450 тыс. км². Шельфы Красного моря широкие, усеянные рифами. В центральной части моря протягивается глубоководная котловина с глубинами до 2000 м и шириной всего лишь 45—60 км, представляющая типичный рифт. В Аденском заливе, напротив, шельфы узкие, а в глубоководной его части получает развитие система секущих, северо-восточной ориентировки, хребтов и впадин. Максимальные глубины во впадинах до 5360 м, на хребтах глубины изменяются от 1000 до 2000 м.

Еще одна группа морей — Тасманово, Скотта и Калифорнийский залив — связана с ответвлениями Восточно-Тихоокеанского внутриокеанического подвижного пояса.

Тасманово море располагается между каледонско-герцинскими сооружениями востока Австралии и выступами байкальского фундамента на западе Новой Зеландии. Предполагается, что в центральной части Тасманова моря протягивается северное, ныне относительно стабильное ответвление указанного выше подвижного пояса. Площадь Тасманова моря около 3800 тыс. км², глубины на большей ее части 4000 м. Основные элементы рельефа дна — подводные хребты Лорд-Хау, Таупо и Маккуори, являющиеся генетически различными структурами; глубоководные желоба Маккуори с глубинами до 6051 м, сопровождающие одноименный хребет; Западно-Новозеландское подводное плато с глубинами до 480 м; подводное плато с глубинами до 623 м к востоку от о-ва Тасмания; собственно Тасманоморская котловина. На дне котловины имеются цепочки изолированных, округлой формы впадин с глубинами до 5555 м, вытянутых к северо-востоку. Между впадинами находятся многочисленные подводные вулканы, а также отдельные не-

большие поднятия высотой до 2074 м. Тасмановоморскую котловину отличает обращенный рельеф со слабо выраженным поднятием в центральной ее части.

Море Скотта находится на ответвлении Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса к юго-востоку, внедрившемся на заключительной стадии разобщения Южной Америки и Антарктиды. На востоке оно обрамлено Южно-Сандвичевой островной дугой с сопровождающим ее глубоководным желобом. Эта дуга является одной из двух (вторая — Малая Антильская) современных активных окраин в зоне сочленения Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса и ложа Атлантического океана. Площадь моря Скотта около 1670 тыс. км², а преобладающие глубины от 3000 до 4000 м. Основными элементами рельефа дна являются Южно-Антильская котловина и хребет Скотта. Ложе котловины весьма расчлененное с рядом желобов, с глубинами от 4260 до 5840 м. Один из желобов субширотной ориентировки отделяет Южные Оркнейские острова от подводных плато с глубинами 1185 м, другой обрамляет с севера Южные Шетландские острова. Еще одна серия желобов совместно с сопровождающими подводными хребтами сечет Южно-Антильскую котловину в северо-восточном направлении. Хребет Скотта дугообразно протягивается на расстояние до 4340 км, являясь соединительным звеном между островом Огненная Земля и Антарктическим полуостровом. Глубины моря вдоль хребта до 1830 м, но имеются три обширных понижения, где они увеличиваются до 2745 м и более.

Калифорнийский залив возник в зоне внедрения ответвления Восточно-Тихоокеанского хребта в область Кордильер Северной Америки. Его продолжением к северу является система рифтов Скалистых гор. Площадь залива 168 тыс. км². В рельефе дна выделяются два района — северный и восточный, мелководные, а также центральный и западный, глубоководные. На западе шельф отсутствует и залив ограничен крупным, почти отвесным уступом. Восточный район системой порогов косой, юго-восточной ориентировки подразделяется на ряд желобообразных котловин с глубинами от 980 м на северо-западе до 3700 м на крайнем юго-востоке.

Приведенные особенности рельефа дна и распространения окраинных и внутренних морей в структуре Земли прежде всего подтверждают представления о том, что в геоморфологическом аспекте они являются одним из наиболее молодых неотектонических новообразований. Контуры современных береговых линий во многом определяются эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, закономерности которых рассматривались в работах Н. И. Николаева (1972), Н. А. Мёрнера (Mörgner, 1977). Они дают также основание для следующих выводов, касающихся взаимосвязей между глубинным геологическим строением и неотектоникой.

1. Каждый из выделенных типов окраинных и внутренних морей обладает присущим только ему рельефом морского дна, а именно:

а) внутренние моря современных активных окраин характеризуются наиболее сложным рельефом, самыми большими глубинами, наличием на дне большого числа подводных вулканов и глубоководных желобов, отсутствием типичного шельфа;

б) внутренние моря переходных областей от древних к современным активным окраинам отличаются наличием шельфа, порой (Берингово море) весьма обширного, пологим и широким материковым склоном, осложненным краевыми плато, выровненным дном глубоководных котловин, отделенных иногда друг от друга глыбовыми хребтами (Беата и др.), присутствием небольшого числа подводных вулканов;

в) внутренние моря переходных областей от стабильных в фанерозое плит к современным активным окраинам характеризуются сочетанием многих форм рельефа: шельфа различных размеров, как обширного (Восточно-Китайское море), так и узкого (Японское море), наличием в глубоководных котловинах глыбовых хребтов и подводных вулканов;

г) окраинные моря переходных областей от стабильных в фанерозое плит к древним активным и пассивным (Восточное Средиземноморье) окраинам либо целиком шельфовые, либо котловина, которая занимает меньшую часть их площади, отличается небольшими глубинами, округлыми очертаниями и выровненным дном, подводный вулканизм, как правило, отсутствует;

д) окраинные моря областей сочленения современных пассивных и древних активных окраин преимущественно шельфовые, в редких случаях наличия котловин (Канадской, Уэдделла) материковый склон осложнен подводными плато, дно котловин представляет абиссальную равнину, подводные вулканы отсутствуют;

е) окраинные моря платформенных областей все шельфовые, самостоятельных в геологическом отношении морских бассейнов они не образуют, а являются, по сути дела, обширными внутриматериковыми заливами окраинных морей других типов;

ж) окраинные моря областей внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов характеризуются узким шельфом или полным отсутствием шельфа (море Скотта), секущей ориентировкой элементов рельефа глубоководных котловин, сочетанием на дне котловин узких поднятых типа хребтов и разделяющих их желобов.

Таким образом, внутренние моря в различных тектонических сочетаниях, связанных с современной активной окраиной, отличают от всех остальных морей два показателя — интенсивный подводный вулканизм и сложный, с большими глубинами, рельеф дна глубоководных котловин. По второму из указанных при-

знаков к ним близки лишь немногочисленные окраинные моря областей внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов.

2. Глубоководные котловины и шельф окраинных и внутренних морей существенно разновозрастны. Первые возникали в различные отрезки геологической истории, главным образом от раннего мезозоя до неогена. Вторые повсеместно формировались лишь на протяжении неотектонического этапа эволюции Земли, но преимущественно от плиоцена до позднего плейстоцена, а порой даже в историческую эпоху.

3. В пределах окраинных и внутренних морей находятся разновозрастные структурно-тектонические комплексы, определяющие гетерогенность их глубинного строения.

4. Степень гетерогенности различна и в первом приближении может быть подразделена на высшую, среднюю и малую категории. Высшая присуща морским бассейнам типа Мексикано-Карибского или Средиземноморского, объединяющих моря различных групп. Средняя характеризует те окраинные и внутренние моря, где в контурах береговых линий происходит существенное изменение типов земной коры. Малая категория принадлежит главным образом внутренним морям современных активных окраин, где подавляющую, если не всю, площадь занимают глубоководные котловины с океанической корой.

ОКРАИННЫЕ И ВНУТРЕННИЕ МОРЯ В ТИХООКЕАНСКОМ СЕГМЕНТЕ ЗЕМЛИ

Сложность и специфика строения Тихоокеанского сегмента Земли в целом определяются распространением в его пределах существенно разных по строению и эволюции окраинно-континентальных Западно- и Восточно-Тихоокеанских подвижных поясов и Восточно-Тихоокеанского внутриокеанического подвижного пояса, а также наличием областей сочленения этих поясов не только между собой, но и с другими подвижными поясами Земли — Арктическим, Средиземноморским, Антарктическим.

Окраинные и внутренние моря, связанные с Тихоокеанскими подвижными поясами, образуют сложную мозаику различных типов, нередко совмещенных в непосредственной близости. Геологическое строение морей, а также взаимосвязи в их пределах глубинных и поверхностных структур рассматриваются по крупным регионам: Мексикано-Карибскому, Дальневосточному, Индосинийско-Филиппинскому, Новогвинейско-Новозеландскому. Эти регионы удовлетворительно коррелируются с основными секторами современной активной окраины — Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, выделенными Ю. М. Пущаровским (1972). Вне регионов остаются море Скотта и Калифорнийский залив, которые наряду с Тасмановым морем находятся в областях ответвлений Восточно-Тихоокеанского внутриокеанического пояса. Геология этих морей анализируется в данной главе, поскольку они являются неотъемлемым элементом строения Тихоокеанского сегмента Земли в целом.

Мексикано-Карибский регион охватывает, с одной стороны, Карибское море, представляющее в тектоническом аспекте сочетание внутренней области Антильско-Карибской складчато-геосинклинальной системы и переходной зоны от этой системы к островной дуге Малых Антил, с другой — Мексиканский залив, находящийся в переходной области от относительно стабильной в фанерозое плиты к преимущественно широтной ветви Больших Антил, являющейся северо-западным окончанием складчато-геосинклинальной системы. Этот регион является одним из наиболее хорошо изученных. Строению собственно Карибского моря и Мексиканского залива посвящен целый ряд обобщающих работ [30, 61, 106, 133, 185, 186, 247, 254, 300].

Различие в глубинном строении не только Мексиканского залива и Карибского моря, но и отдельных частей последнего,

совершенно очевидно. Мексиканский залив практически асейсмичен, тогда как в сторону Карибского моря с востока, северо-востока и запада происходит проникновение в мантию сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньофа. Однако ареалы максимального выделения сейсмической энергии приходятся все же на горные сооружения Береговой Кордильеры Анд, Сьерры-Мадре, дуги Малых Антил и юго-восточную часть Большых Антил. Эти ареалы захватывают лишь юго-запад Колумбийской котловины, а также котловины Юкатанскую и отчасти Гренада. Ориентировка ареалов порой оказывается секущей по отношению к главенствующему простиранию структурных элементов, что особенно наглядно на примере хребта Кайман и одноименного желоба (рис. 6).

Тепловой поток на большей части площади Мексиканского залива нормальный или пониженный со значениями от 0,8 до 1,2 мкал/см²·с. На небольших участках котловины Сигсби и северном шельфе этот поток повышен до 1,8—2,4 мкал/см²·с. В Карибском море, напротив, тепловой поток не только повышен до 1,8 мкал/см²·с, но его распространение отражает резко дифференцированный характер блоков литосферы. Ареалы потока со значениями от 1,8 до 2,4 и даже 2,6 мкал/см²·с устанавливаются в желобе Кайман, на западе Колумбийской котловины, небольших участках Венесуэльской котловины, почти на всем протяжении Малой Антильской дуги и хребта Авес. Ареалы повышенного теплового потока и выделения сейсмической энергии примерно совпадают между собой, при этом первые в Колумбийской котловине находятся как бы на продолжении аналогичного ареала, связанного с Галапагосской рифтовой зоной в Тихом океане (рис. 7).

В горноскладчатом обрамлении Мексиканского залива и Карибского моря кора и верхняя мантия характеризуются неоднократной инверсией скоростей, отражающих появление астеносферных слоев на глубинах около 22—30, 53—66, 100—108 и 260—360 км, со скоростями, соответственно 6,25; 7,35; 7,48; 7,6 км/с. В направлении от Северо-Американской платформы к Мексиканскому заливу выявлен подъем кровли астеносферы от глубин 150—200 до 90—60 км, сопровождающийся сокращением ее мощности от 90 до 50 км [193, 228, 275].

Между участками наиболее приподнятого залегания кровли астеносферы, а также ареалами повышенного выделения сейсмической энергии и теплового потока наблюдается хорошая корреляция, которая имеет определенное теоретическое обоснование [4]. Правомерность этого обоснования была подтверждена на примере некоторых орогенных областей Земли [286].

Все это наряду с данными магнитотеллурических зондирований предоставило возможность в первом приближении наметить положение кровли астеносферы, или, другими словами, изменение мощности литосферы от центральных районов ряда

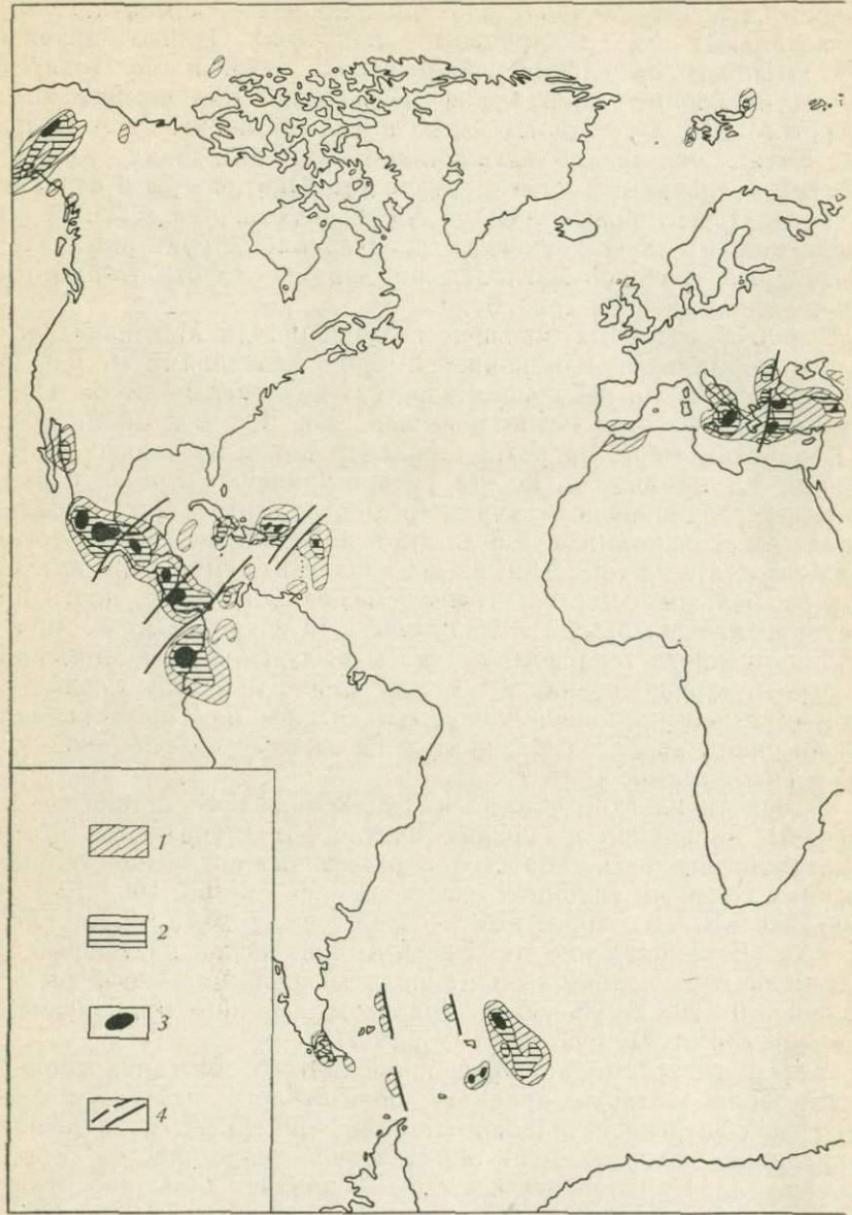
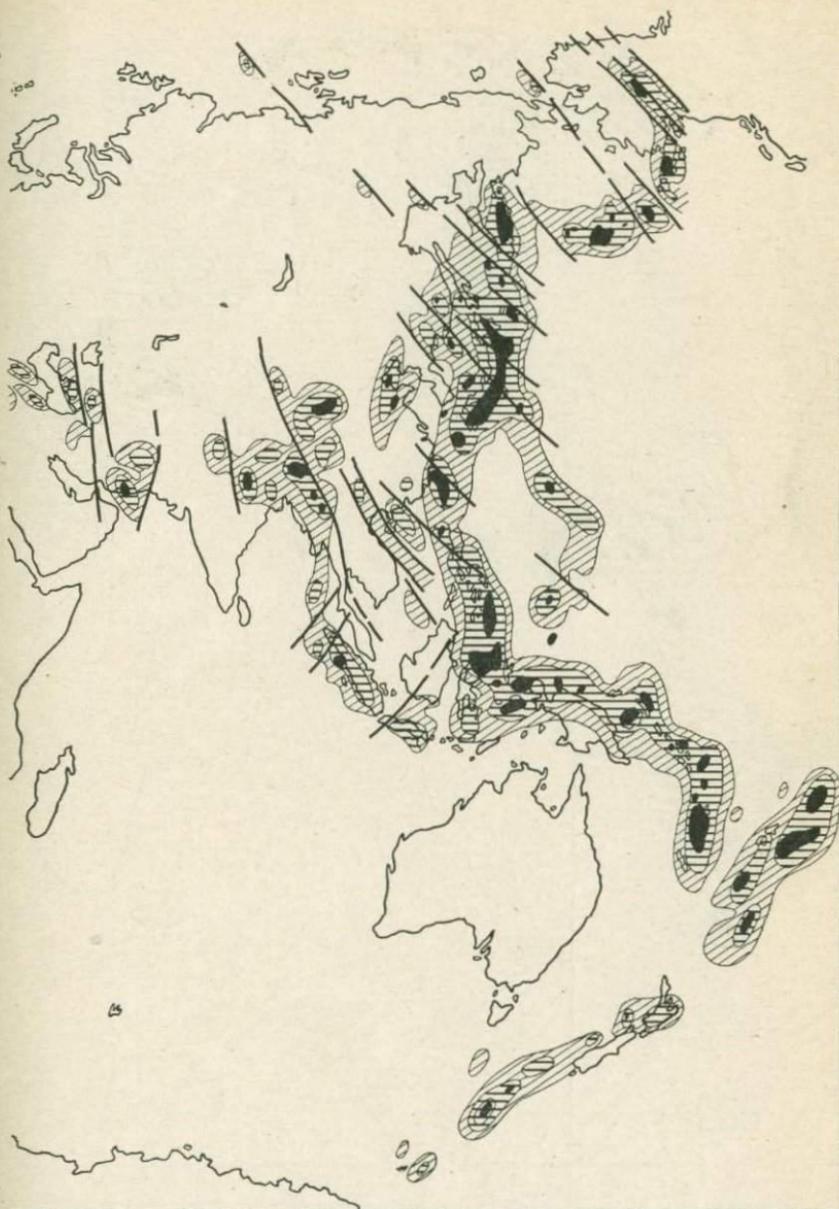


Рис. 6. Схема распределения выделенной сейсмической энергии в эрг/км²·год
 1 — 10^{15} ; 2 — 10^{16} ; 3 — 10^{17} — 10^{18} ; 4 — поперечные зоны повышенной сейсмичности



[199] с упрощениями и дополнениями.

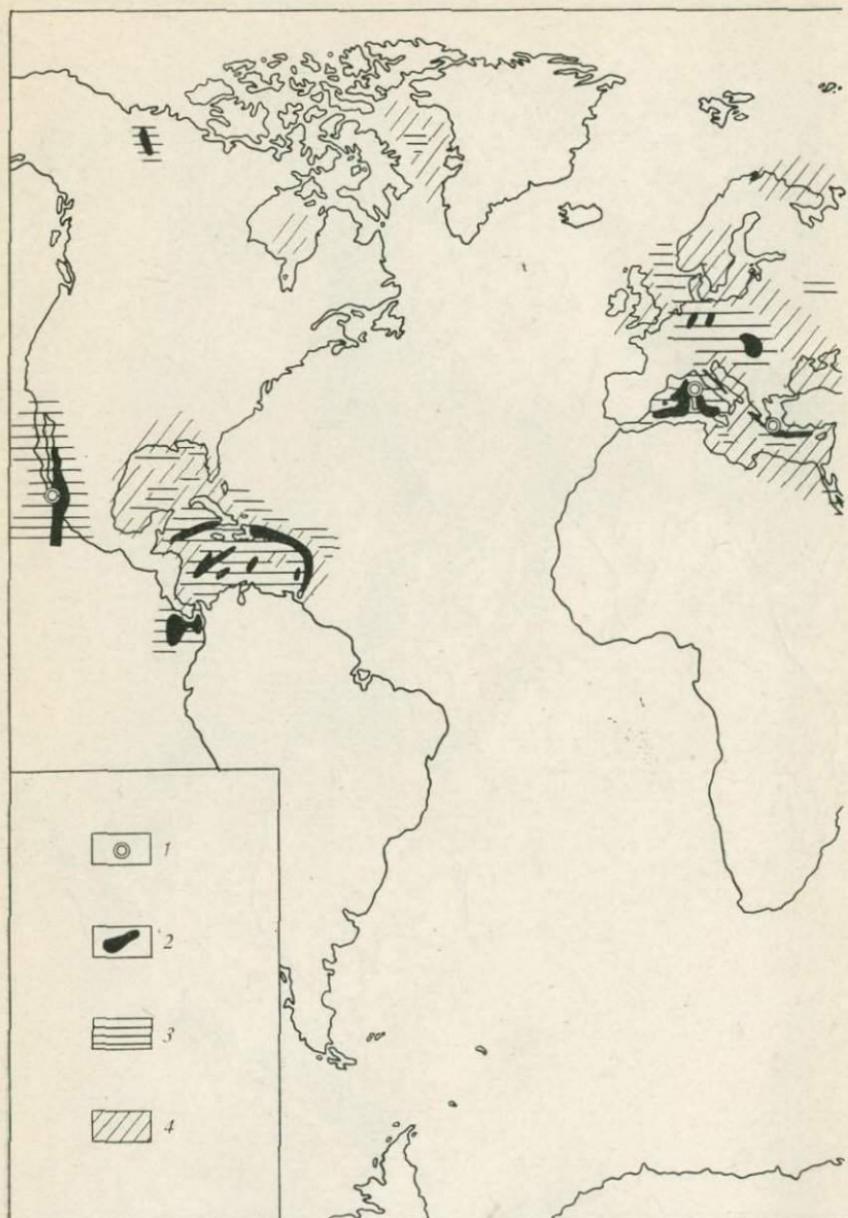
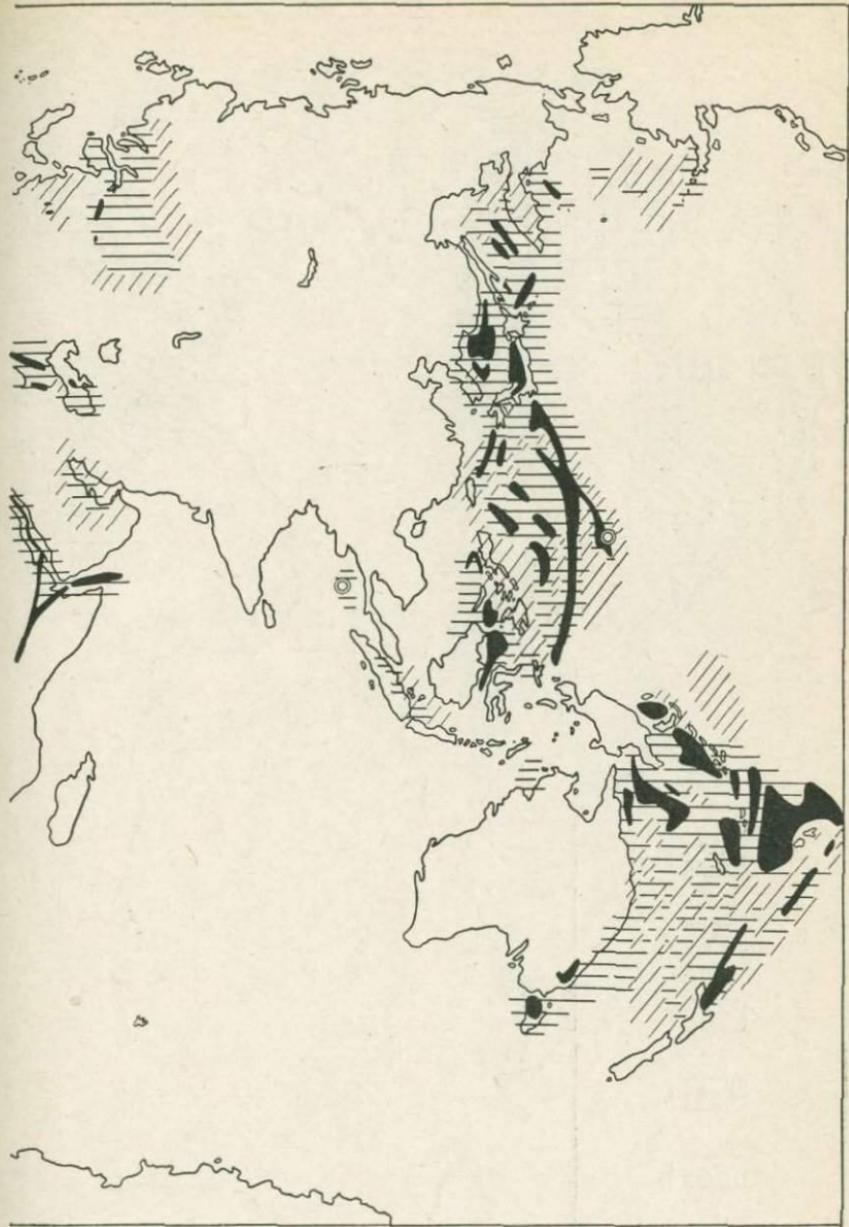


Рис. 7. Схема распределения теплового потока в мкал/см²·с.
1 — более 3; 2 — от 1,8 до 3,3; 3 — от 1,2 до 1,8; 4 — менее 1,2.



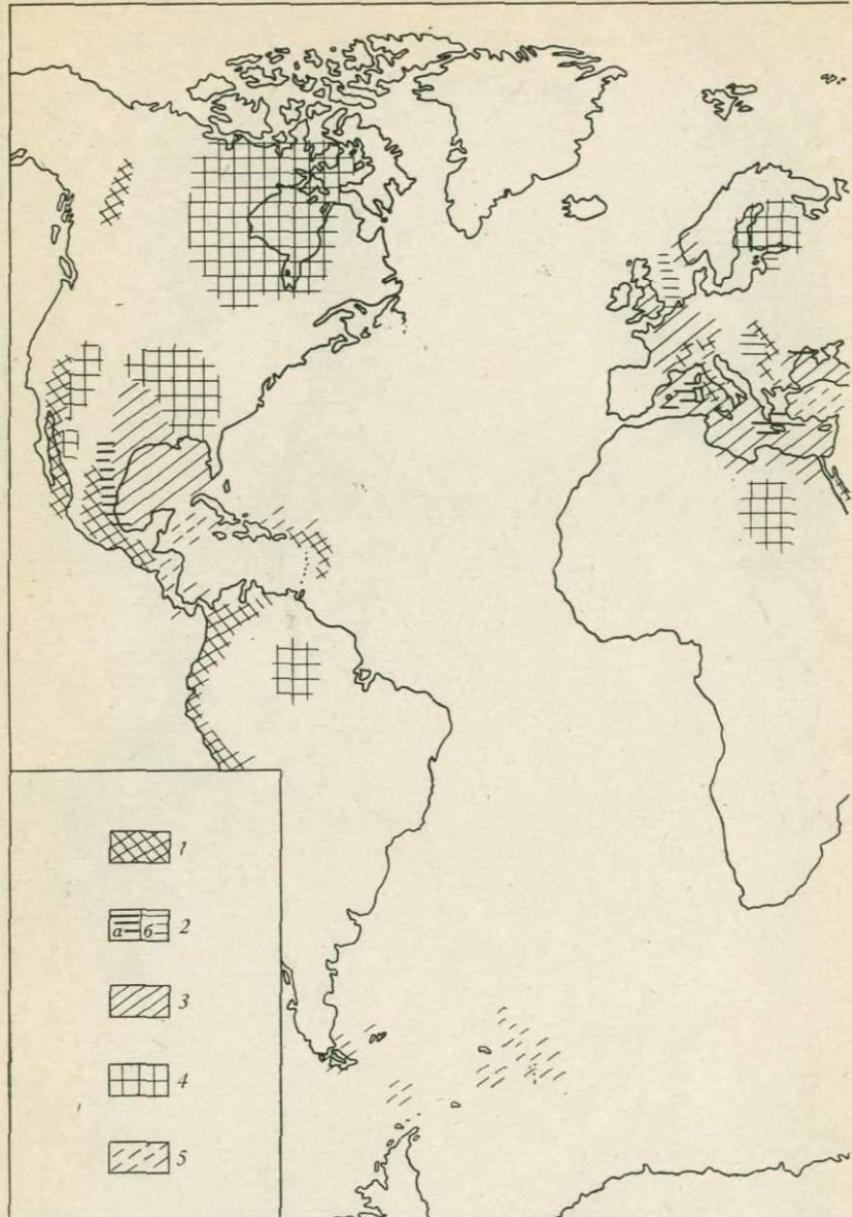
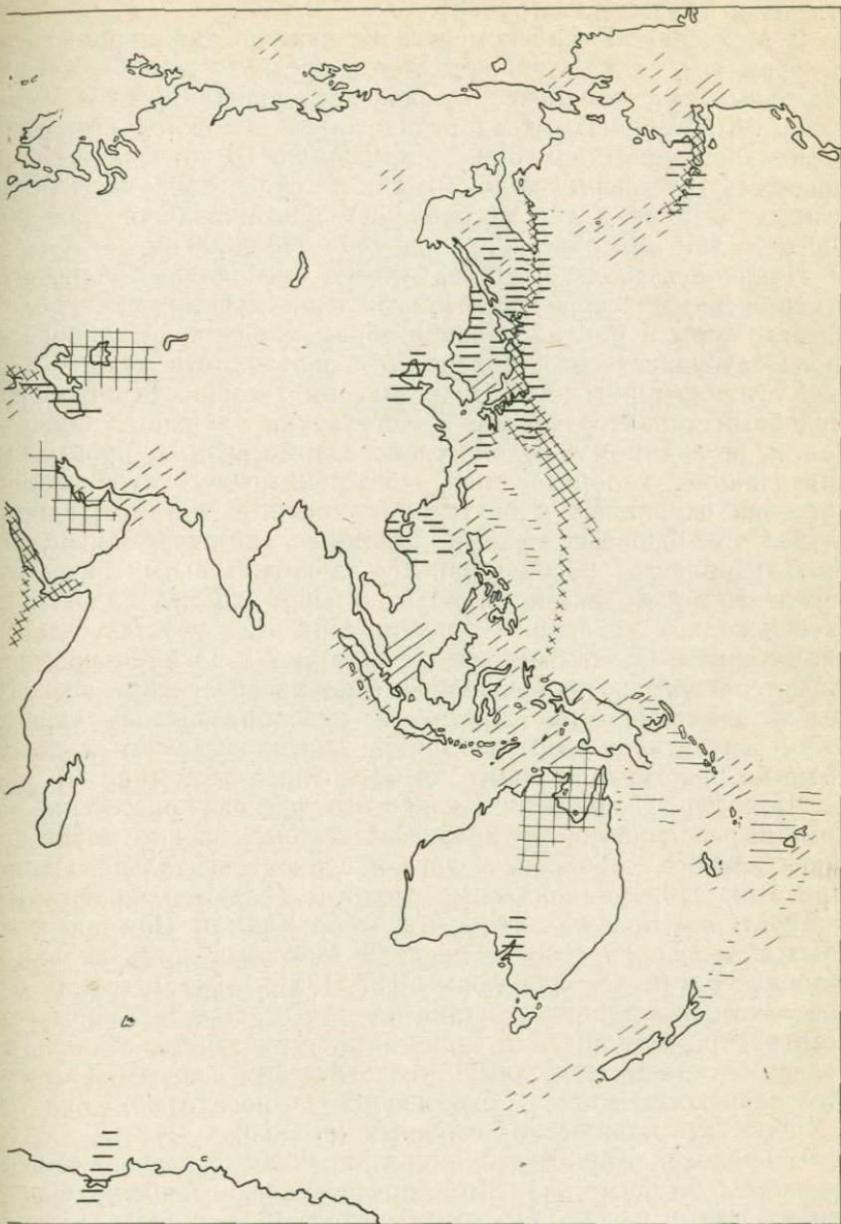


Рис. 8. Схема мощности литосферы (в км).

1 — менее 35; 2 — от 35 до 60 (а — установленные и б — предполагаемые); 3 — от 60 до



100; 4 — более 100; 5 — области утоненной литосфера невыясненной мощности

окраинных и внутренних морей Земли к областям их непосредственного обрамления (рис. 8).

В Мексикано-Карибском регионе наименьшая мощность литосферы в 22—30 км наблюдается в пределах желоба Кайман, отдельных участков Венесуэльской котловины, в дуге Малых Антил, Колумбийско-Эквадорских Андах и складчато-геосинклинальной зоне Восточной Сьерры-Мадре. В котловине Сигсби мощность литосферы около 60 км, а на отдельных участках еще меньше. К Голф-Косту эта мощность увеличивается до 90—100 км, а еще далее к северу — до 150—200 и 300 км.

Наличие нескольких, по-видимому, линзовидных горизонтов с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн в разрезе коры и мантии районов обрамления морей данного региона затрудняет сопоставление отдельных слоев между собой, но в сущности не меняет представлений о мощности литосферы. Подобный характер состава и структуры верхних оболочек Земли, по-видимому, находится во взаимосвязи с процессами, приводящими к образованию «безгранитных» глубоководных котловин окраинных и внутренних морей. В рассматриваемом случае этот процесс, вероятно, является незавершенным, поскольку область распространения положительных изостатических аномалий интенсивностью свыше 20 мгл охватывает глубоководные котловины в целом. При этом участки с аномалиями выше 60—80 мгл все же тяготеют к ареалам повышенного теплового потока. Одновременно распределение изостатических аномалий свидетельствует о новообразованном характере «безгранитной» коры, поскольку они оказываются наложенными на простирации аномалий магнитного поля (рис. 9).

Литосфера Мексикано-Карибского региона рассечена разломами различной ориентировки на крупные блоки с корой континентального, субокеанического и субконтинентального типов. При этом субмеридиональные разломы являются поперечными к структурам Больших Антил и желоба Кайман. Они прослеживаются далеко на север в пределы Мексиканского залива и Флоридо-Багамской платформы [67, 135]. Каждая группа блоков литосферы характеризуется близкой мощностью коры в целом, набором и упругими свойствами структурных этажей, выделяемых по сейсмическим и геологическим данным. Строение Мексиканского залива оказывается относительно простым, а Карибского моря весьма сложным (рис. 10).

В пределах Карибского моря получают распространение десять структурных элементов, представляющих в совокупности все известные ныне типы земной коры [133]. Однако только в двух из них — на поднятии Никарагуа и хребте Кюрасао — присутствуют складчато-метаморфические комплексы коры, которые выделяются по скоростям 5,1—5,4 и 5,7—6,1 км/с. Эти комплексы представляют собой в первом случае фундамент Центрально-Американского массива, а во втором скорее всего мор-

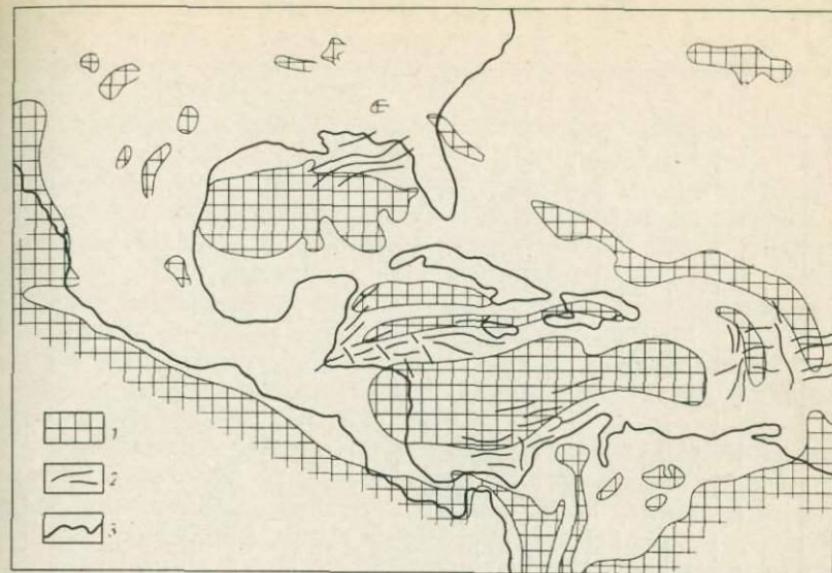
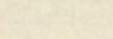
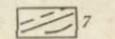
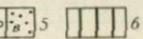
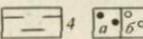
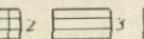
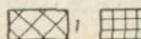
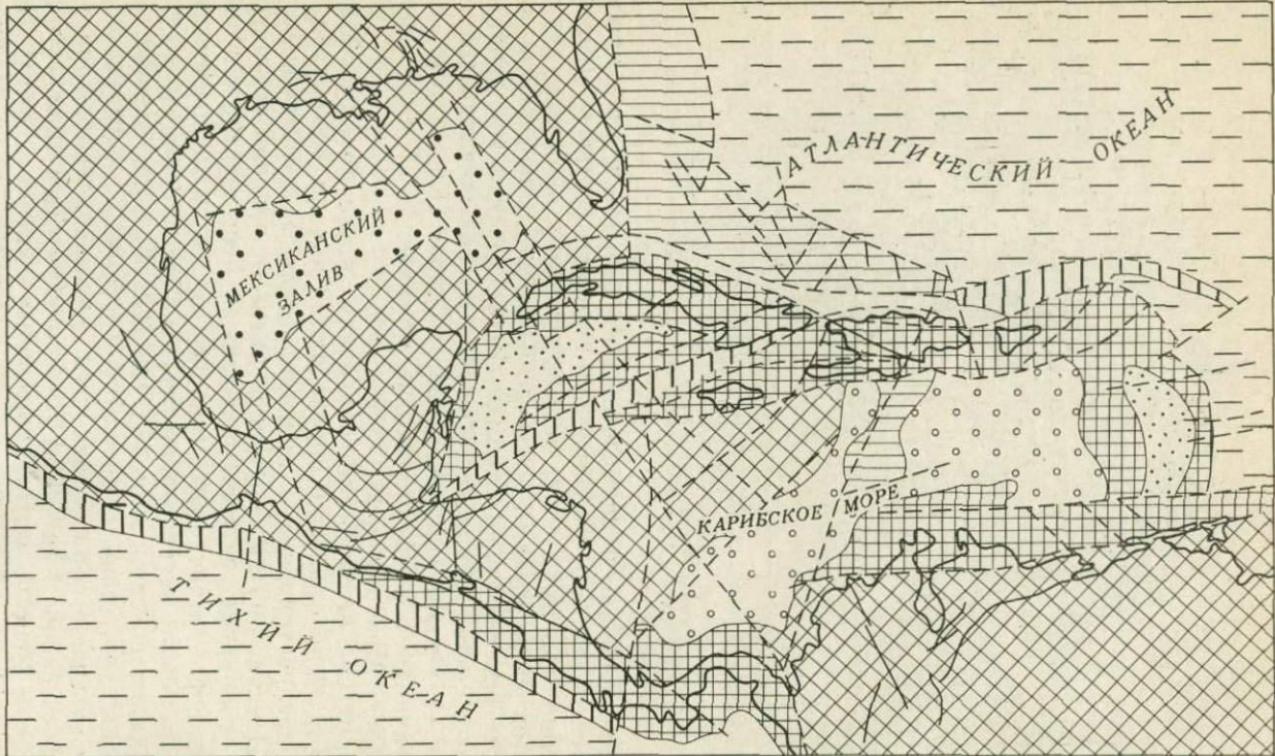


Рис. 9. Схема элементов физических полей Мексикано-Карибского региона [185, 204, 227, 300].

1 — положительные изостатические аномалии интенсивностью более 20 мгл; 2 — оси некоторых магнитных аномалий; 3 — береговая линия

ское продолжение раннемезозойского основания Береговых цепей Венесуэлы. По особенностям строения третьего (гарцбургит-лерцолитового?) слоя, определяющимся наличием двух горизонтов со скоростями от 5,5 до 6,9 и от 7,0 до 7,6 км/с, выделяются хребет и желоб Кайман, Венесуэльская котловина совместно с системой хребтов Кюрасао и обрамляющих его трогов на ее южном континентальном склоне. Кроме того, Венесуэльскую котловину отличают пониженные до 7,9 км/с скорости на разделе Мохоровичча (табл. 2).

Структура вулканогенно-осадочного чехла также обладает рядом особенностей. Они определяются прежде всего различиями в распространении и природе отдельных структурных этажей. Повсеместно распространен лишь альпийский структурный этаж, состоящий из трех подэтажей: неоген-плейстоценового, верхнеэоцен-олигоценового (иногда только олигоценового) и верхнемелового — среднеэоценового. Слои альпийского этажа выделяются по скоростям 1,7; 1,8—2,2; 3,2—3,5; 3,0—3,8; 3,6—3,9 и иногда (желоб Кайман) 3,8—4,2 км/с. Киммерийскому этажу отвечают образования юры — нижнего мела, характеризующиеся скоростями 4,0—4,57; 4,1—4,9 км/с, а также (Колумбийская и Венесуэльская котловины, хребет Беата) 5,1—5,4 км/с. Наиболее отчетливо выделяется позднемеловой — среднеэоценовый подэтаж, ограниченный сейсмическими горизонтами А и В. Высокоскоростные слои находятся всегда в ос-



новании разреза вулканогенно-осадочной толщи и залегают непосредственно либо на третьем слое коры глубоководных котловин, либо на складчато-метаморфических комплексах в пределах шельфа [185, 195, 239].

По данным глубоководного бурения неоген-плейстоценовый подэтаж представлен почти повсеместно турбидитами, но в Колумбийской котловине и на хребте Авес значительную часть разреза слагают туфы. В составе позднеэоцен-олигоценового подэтажа наряду с турбидитами участвуют и мергели. Характерной чертой строения позднемелового — среднеэоценового подэтажа являются кремнистые известняки, кровля которых и представляет собой сейсмический горизонт А. Этот подэтаж слагают также горизонты туфов сантона (хребет Беата), силлы долеритов, известняки и песчаники мелководно-морского генезиса низов верхнего мела (рис. 11).

Сейсмическими исследованиями методами отраженных и преломленных волн были выявлены условия залегания и распределения суммарной мощности осадочной толщи [185, 195, 239]. При этом выяснилось, что и в пределах глубоководных котловин осадочный чехол дислоцирован, причем напряженность складчатости возрастает к континентальному склону Южно-Американского континента. Амплитуда складок по кровле верхнемелового — среднеэоценового структурного подэтажа (отражающий горизонт А) достигает 1—1,5 км. В вышележащих слоях складчатость постепенно затухает, но даже в турбидитах неоген-плейстоцена не исчезает полностью, хотя этот самый верхний подэтаж в центральных частях котловин залегает почти горизонтально. На юго-востоке Венесуэльской котловины чехол по кровле сейсмического горизонта А образует протяженное поднятие Кюрасао, которое отделено прогибом Лос-Рокес от Южных Антил. Однако по подошве чехла поднятие и прогиб представляют собой единую впадину глубиной до 12—14 км. В поле силы тяжести системе Кюрасао — Лос-Рокес отвечают интенсивные аномалии в редукции Фая и изостатической. На этом основании С. А. Ушаков высказывал мнение о вероятности процесса подвига Карибской плиты под континент Южной Америки. Системы складок в чехле прослеживаются и вдоль подножия континентального склона Колумбийской котловины. В ее западных районах, вблизи Гондураса, строение чехла осложняют глинистые и соляные диапиры. В целом суммарная мощность вулканогенно-осадочной толщи составляет в глубоководных котловинах: в Юкатанской до 5 км, Колумбийской до 5—7 км,

Рис. 10. Схема тектоники Мексикано-Карибского региона [133].

1 — континентальная кора, сформированная в мезозое и палеогене; 2 — субконтинентальная кора, сформированная в неогене; 3 — кора, переходная от океанической к континентальной; 4 — океаническая кора; 5 — субокеаническая кора, сформированная: а — в начале или середине мезозоя, б — к позднему мелу, в — в конце мезозоя или начале кайнозоя; 6 — глубоководные желоба; 7 — разломы

Сопоставление упругих свойств (в км/с) вулканогенно-осадочного чехла и конгломератов [186, 195, 239,

Таблица 2
солидированной коры в морях Мексикано-Карибского региона [147, 185, 295,
300]

Возраст структурных этажей в чехле и основные слои консолидированной коры	Мексиканский залив			Кариб		
	1*	2	3	4		5
				4a	4b	
Альпийский	2,2—2,3 3,3—3,9	1,8—2,0 3,1—3,2 3,8—4,7	1,7 3,9	1,7 3,9—4,8	1,8—2,2 3,8—4,2	1,9—2,2 3,2
Киммерийский	4,3—5,2	4,7—5,0	—	—	—	3,4—3,8
Герцинский	5,3—5,8	—	—	—	—	—
Складчато-метаморфические комплексы	5,7—6,4	—	—	—	—	5,1—5,4
3-й слой коры в котловинах и его генетический аналог на шельфе	6,6—7,0	6,6—7,2	6,6	6,2—6,6 7,2	5,5—5,8 7,2	6,3—6,7
Раздел Мохоровичча	7,8—8,4	7,9—8,3	8,1			8,2

* Структурные элементы: 1 — шельф Мексиканского залива, 2 — котловина Сигеби, 3 — рагуа, 4 — Колумбийская котловина, 5 — хребет Беата, 6 — Венесуэльская котловина, 7 — Юкатанская котловина, 8 — дуга Кайман (4a — хребет и 4b — желоб), 9 — поднятие Никарагуа; знак «минус» — отсутствие слоев в разрезе.

Венесуэльской до 14 км, причем зона наибольшей мощности в виде узкого трога прижата к южному континентальному склону; в котловине Гренада эта мощность достигает 7—9 км. На поднятии Никарагуа, хребтах Кайман, Авес и Беата, а также Малой Антильской дуге мощность чехла сокращается до 4—2 км и менее (рис. 12, см. вкладку).

Свообразны положение в разрезе и природа слоев со скоростями от 3,8—4,2 до 5,4—5,9 км/с. В Юкатанской котловине они представлены основными эффузивами и метаморфизованными осадочными породами (метааргиллитами, метагнейсами и др.); на хребте и в желобе Кайман по результатам драгирований в 14-м рейсе э/с «Академик Курчатов» средними и основными вулканитами, а также, по-видимому, гранодиоритами, драгированными американскими исследователями со склона хребта Кайман.

Б. Е. Хайн [153] на основании анализа региональной тектонической обстановки пришел к заключению о раннепалеогеном возрасте этих образований и непосредственном продолже-

сное море							
6	7	8	9	10	11	12	
1,8—2,2 2,9—3,2 3,0—3,8	2,2 2,9 3,9—4,2	1,8—2,0 2,8—2,9 2,9—3,4	1,8—2,1 2,4—3,1 3,6—3,9	2,0—2,3 3,2—3,5	1,9 2,2—2,3	1,7—2,0 2,8—3,0	
4,0—4,57 5,1—5,4 —	5,4—5,9 —	4,1—4,9 5,1—5,7 —	4,7 4,0—5,3	4,3—4,8 —	4,3 —	4,5—4,9 —	
—	—	—	5,7—6,1	—	—	—	
6,5—6,7	6,7	5,8—6,9 7,4—7,6	6,2—6,6 7,0	6,2—6,3 7,2	6,3	5,8—6,5	
7,9—8,1	8,5	8,0—8,2	8,0—8,1				

Юкатанская котловина, 4 — дуга Кайман (4a — хребет и 4b — желоб), 5 — поднятие Никарагуа; хребет Кюрасао, 10 — хребет Авес, 11 — котловина Гренада, 12 — Малая Антильская островная дуга.

ни в хребте Кайман структур Сьерра-Маэстры на о-ве Куба. Следовательно, рассматриваемые слои относятся здесь к нижнему подэтажу альпийского структурного этажа.

В Колумбийской котловине, хребте Беата, Венесуэльской котловине, хребтах Кюрасао и Авес, котловине Гренада и на Антильской дуге мощность слоев со скоростями выше 3,8 км/с находится в обратных соотношениях с суммарной мощностью вулканогенно-осадочной толщи. Она увеличивается до 5—9 км на Антильской дуге, хребтах Авес и Беата, а также на отдельных участках южного континентального склона Карибского моря. В глубоководных котловинах эта мощность сокращается до 2—4 км (рис. 13).

В Венесуэльской и Колумбийской котловинах самые нижние слои со скоростями 4,1—4,9 и 5,1 и 5,4 км/с заполняют как бы глубокие карманы (до 1,5—2 км глубиной) в основании вулканогенно-осадочной толщи, разделенные либо тектоническими уступами, либо конусообразными вершинами, напоминающими вулканы [239].

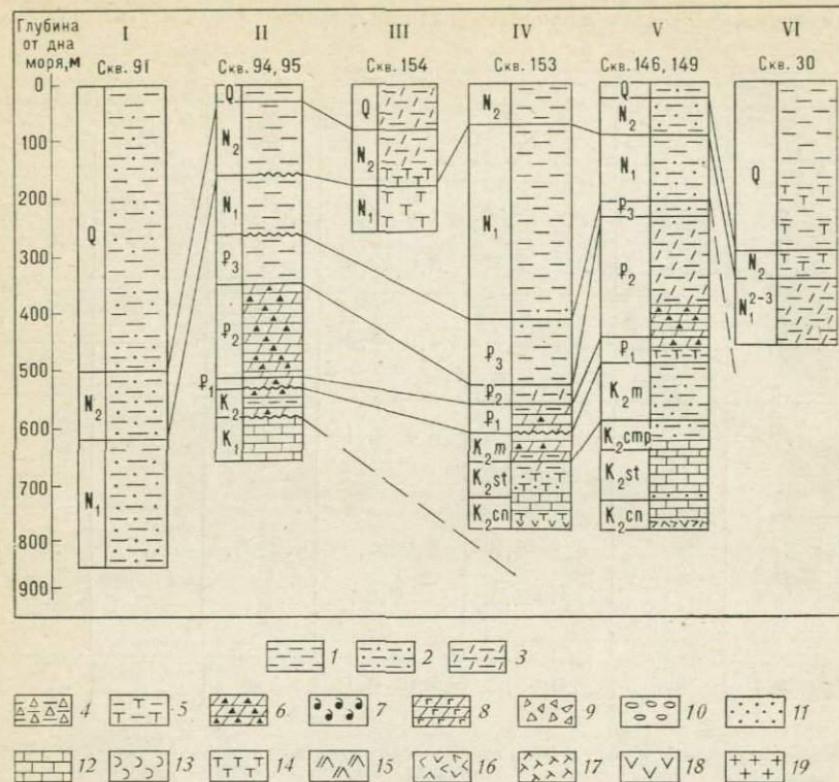


Рис. 11. Схема сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения в Мексикано-Карибском регионе [219].

I — котловина Сигсби, скв. 91; II — поднятие Кампче, скв. 94, 95; III — Колумбийская котловина, скв. 154; IV — южный склон хр. Беата, скв. 153; V — Венесуэльская котловина, скв. 146, 149; VI — хр. Авес, скв. 30.

Преимущественно глубоководные отложения: 1 — илы органогенные, глинистые и др., 2 — песчанистые глины и аргиллиты, 3 — известковистые илы и аргиллиты, мергели, 4 — кремнистые илы и аргиллиты, 5 — илы и аргиллиты с пирокластикой, 6 — кремнистые доломиты и известняки, 7 — обогащение сапропелем, 8 — загипсованные доломиты; преимущественно мелководно-морские и прибрежные отложения: 9 — брекции, 10 — конгломераты, 11 — пески и песчаники, 12 — известняки, 13 — соль; вулканогенно-осадочные и метаморфические породы: 14 — туфы, туфогенные пески, алевролиты и глины, 15 — риолиты и их туфы, 16 — долериты, 17 — габбро и диабазы, 18 — базальты, 19 — кварциты, гранодиориты, биотит-кварцевые сланцы, гнейсы, серицитовые филлиты и метаграувакки

Драгированием в хребтах Беата и Авес было установлено, что в интервалах, отвечающих рассматриваемым слоям, находятся основные породы — базальты, базальтовые порфиры и диабазы, а на хребте Авес, кроме того, прорывающие их гранодиориты. По радиометрическому возрасту основные породы относятся к позднему мелу — раннему палеогену [195, 254]. Пересягающие отложения на хребте Беата представлены мелководно-морскими известняками и туфами коньякского — среднезоценового возраста, а выше олигоцен-плейстоценовыми глубо-

ководными терригенными илами. Возрастной диапазон мелководно-морских образований на хребте Авес несколько иной — от среднего эоцена до раннего миоцена. Все это, с одной стороны, обнаруживает изменение по латерали природы позднемелового — среднезооценового структурного подэтажа, а с другой, наряду с условиями залегания дает основание полагать, что слои со скоростью 3,8—5,5 км/с в глубоководных котловинах Карибского моря имеют преимущественно вулканогенную природу и являются, следовательно, генетическим аналогом II слоя океанической коры. Этот вывод подтверждается установленной природой слоя со скоростью 5,08 км/с на вулканическом массиве Гваделупа (Антильская дуга), где он представлен докайнозойскими консолидированными вулканогенными образованиями. Только вблизи южного континентального склона Карибского моря (хребет Кюрасао) вулканиты могут замещаться эв- и миогеосинклинальными осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами Береговых цепей Венесуэлы.

О домеловой истории Карибского моря судить трудно. В юго-западной части моря, по-видимому, существовала крупная горная система палеозойского возраста, в прогибах которой накапливались грубообломочные отложения, что находит подтверждение в приведенных выше данных о распределении мощности слоев со скоростями до 5,0 км/с. Во всяком случае, за исключением небольшого участка в Гондурасском заливе, в палеозое и домеловом мезозое здесь не было полузамкнутых бассейнов, где бы происходило осаждение солей. Именно в отсутствии крупных солеродных бассейнов заключается одна из важных черт различия истории Карибского моря от сопредельной области Мексиканского залива.

На раннекиммерийский этап тектоно-магматической активности приходится, по-видимому, начальная стадия развития систем широтных и северо-восточных рифтов. Однако интенсивные раздвиговые деформации, сопровождавшиеся значительными излияниями основной магмы, отраженными ныне областями повышенной мощности II слоя океанической коры в колумбийско-венесуэльской части Карибского моря, имеют место на позднекиммерийском этапе.

Начало альпийского этапа (поздний мел) знаменуется резко дифференцированными подвижками блоков, поскольку в разрезах хребтов Беата и Авес, оформившихся в качестве структурных выступов, выявлено два крупных несогласия — на рубеже позднего мела — палеоцена и эоцен-миоцена. Напротив, на юге Венесуэльской котловины проходили широтные течения из Атлантического в Тихий океан, существование которых подтверждает анализ палеогеографической обстановки в конце палеогена на Центрально-Американском перешейке (Т. Л. Холкомб, В. С. Мур).

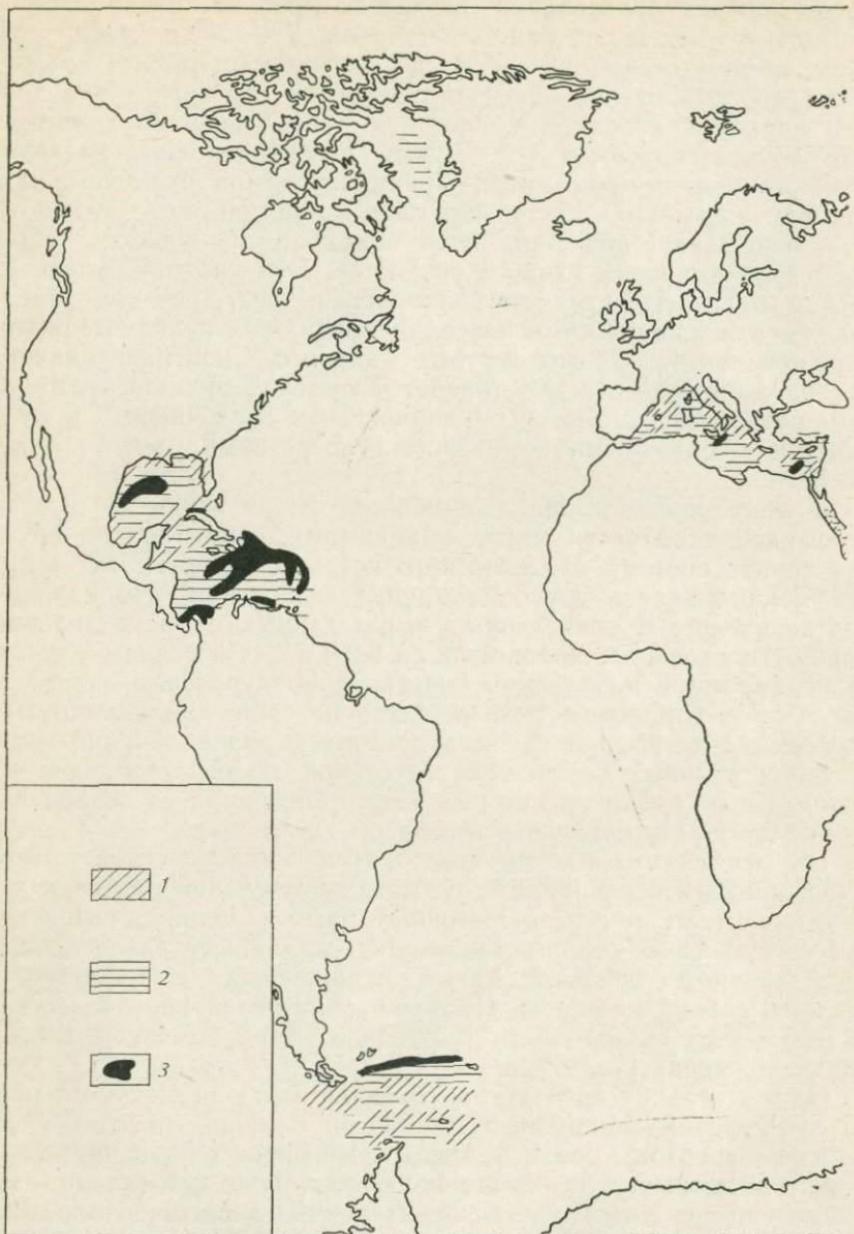
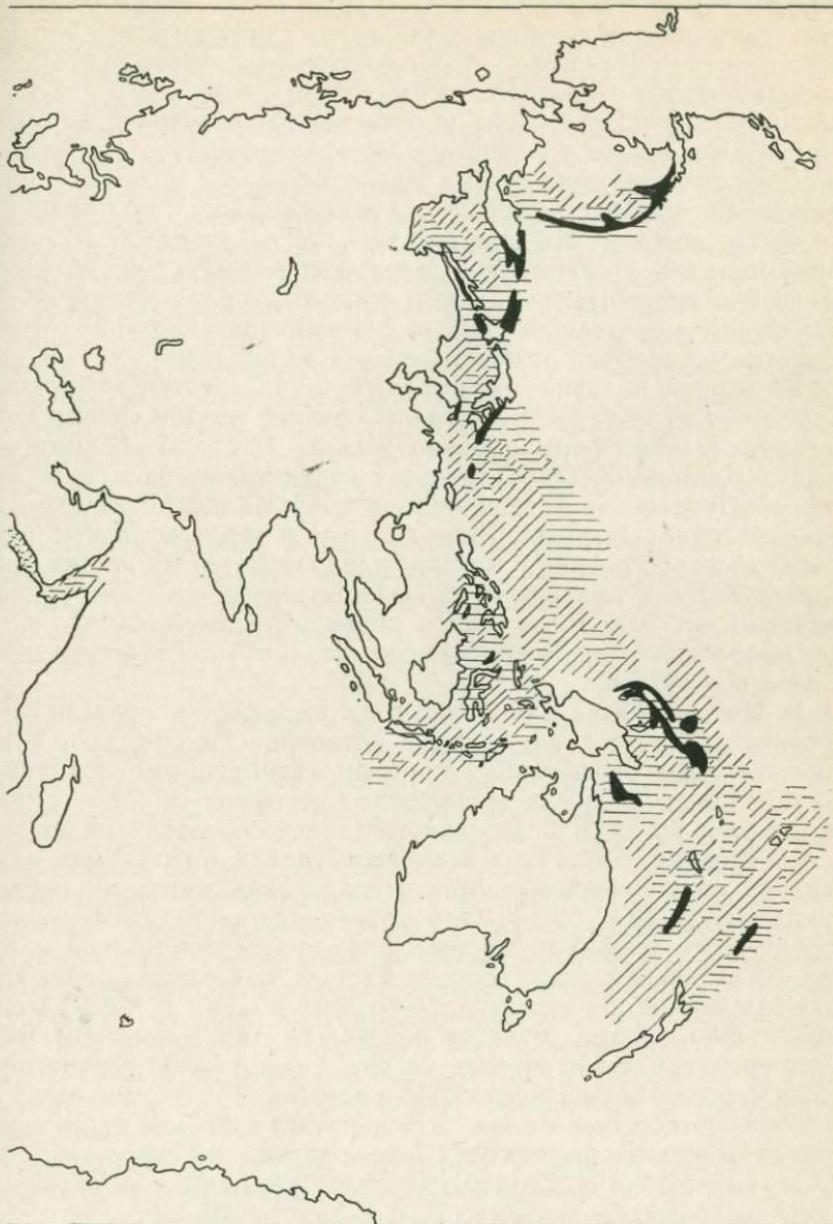


Рис. 13. Схема распространения и мощности нижней части разреза вулкano
Мощность в км: 1 — менее 2, 2 — от 2 до 5, 3 — более 5



генно-осадочной толщи (пластовые скорости от 3,6 до 5,5 км/с).

Раздвиговые деформации в субширотных рифтах Венесуэльской и Колумбийской котловин, насколько можно судить по тепловому потоку и другим признакам, прекратились на альпийском этапе. Напротив, северо-восточная система рифтов продолжала активно развиваться. Вероятно, это было вызвано взаимосвязью процессов на уровне верхней мантии с формированием Галапагосского рифта в Тихом океане. Перестройка направленности горизонтальных движений привела к тому, что мелководно-морские условия осадконакопления возникли на глыбовых хребтах. На хребте Авес они сохранились до середины миоцена включительно, а на хребте Беата — до позднего олигоцена включительно. Таким образом, в различных районах Карибского моря глубоководная седиментация наступала в разные отрезки времени от позднего мела до плиоцена.

Во второй половине альпийского этапа (неоген-плейстоцен) Карибское море пересекает трансформный разлом, вдоль которого начинается формирование желоба Бартлетт (Кайман) и хребта Кайман. К северу от этих структурных элементов возникает Юкатанская котловина, а в тылу Малой Антильской дуги — котловина Гренада. Вертикальные и горизонтальные перемещения вдоль разлома Кайман продолжаются до наших дней. Хребет Кайман приподнят над одноименным желобом приблизительно на 5000 м, а сдвиги приводят к периодическим катастрофическим землетрясениям, подобным Гватемальскому 4 февраля 1976 г.

В Мексиканском заливе, как на шельфе — в области коры континентального типа, так и в котловине Сигсби, скорости в подошве коры оказываются примерно одинаковыми с диапазоном от 7,8 до 8,3 км/с. Пониженные значения до 7,8—7,9 км/с тяготеют к ареалам повышенного теплового потока на шельфе и в котловине. Структура осадочного чехла может быть намечена по данным сейсмических исследований методом преломленных волн [147, 295]. Она характеризуется наличием трех структурных этажей на шельфе и двух в глубоководной котловине. Альпийский этаж состоит из трех подэтажей, равнозначных в принципе по стратиграфическому объему и сейсмической характеристике аналогичным подэтажам в Карибском море. Киммерийский этаж состоит из двух подэтажей: верхнетриас-среднеюрского и верхнеюрско-нижнемелового. Этому этажу на шельфе соответствуют слои со скоростями 4,3—5,2 км/с, а в котловине отчетливо выделяются оба подэтажа по скоростям 3,8—4,7 и 4,7—5,0 км/с. Герцинский этаж охватывает образования каменноугольно-среднетриасового возраста. Он выделяется по скоростям 5,3—5,8 км/с и присутствует в разрезе, по-видимому, только на шельфе и континентальном склоне (см. табл. 2).

Распределение суммарной мощности осадочной толщи обнаруживает связь с глубинным строением Мексиканского залива (см. рис. 12). На северном шельфе, в зоне субширотного риф-

та Галф-Кост, выделяемого по пониженной скорости на разделе Мохоровичча и повышенному тепловому потоку, эта мощность достигает 12—14 км. Прогиб отделяется узким поднятием (мощность около 5 км), приуроченным к зоне континентального склона от следующего прогиба (мощность до 10 км), также вытянутого в субширотном направлении, но расположенного на обрамлении котловины Сигеби. В пределах последней подошва осадочной толщи приподнята минимум на 3 км по отношению к описанным выше прогибам, а мощность чехла составляет около 5 км. В котловине Сигеби на одном из соляных куполов, известном как «холм Челленджера», из скважины, пробуренной на глубине моря 3,8 км, был поднят керн, содержащий нефтенасыщенные породы, а также обломки сероцветных пород каменноугольного возраста. Это наиболее древние осадочные образования, известные в разрезе Мексиканского залива [165, 260]. Еще одна зона увеличенной до 12—13 км мощности осадочной толщи, приуроченная к Предкубинскому передовому прогибу, протягивается на юго-востоке Мексиканского залива.

Существенная роль в разрезе принадлежит слоям со скоростями от 4,3 до 5,8 км/с, которые отнесены к киммерийскому и герцинскому этажам, а по упругим свойствам аналогичны основным вулканогенным породам в разрезе коры Карибского моря. Они характеризуются пологим залеганием и обратными структурными соотношениями с альпийским структурным этажом (рис. 14). Мощность этих слоев составляет более 5,5 км в прогибе, находящемся в северо-западной части котловины Сигеби, вблизи поднятия Кампече и, по-видимому, в Предкубинском прогибе. На остальной площади Мексиканского залива эта мощность от 5 до 2 км, с тенденцией сокращения до менее 1 км в сторону шельфа (см. рис. 13).

Отмеченная схема распределения мощности допозднекиммерийских структурных подэтажей отражает положение первичной системы рифтов и направленность ранних стадий эволюции Мексиканского залива. Северо-восточная ориентировка палеорифтов находит подтверждение в секущей ориентировке магнитных аномалий и участков с аномальной, близкой с океанической корой на западном шельфе п-ства Флорида. Такие участки по данным гравитационных съемок были выделены довольно давно [227].

Однако в геологической обстановке Мексиканского залива в составе рассматриваемой толщи преобладают скорее всего осадочные образования, о чем свидетельствуют условия ее залегания и состав кепрока «холма Челленджера». Не исключено также присутствие пород трапповой формации.

О ранне-среднепалеозойском этапе формирования осадочного чехла Мексиканского залива прямых сведений нет. В каменноугольную эпоху терригенное осадконакопление происхо-

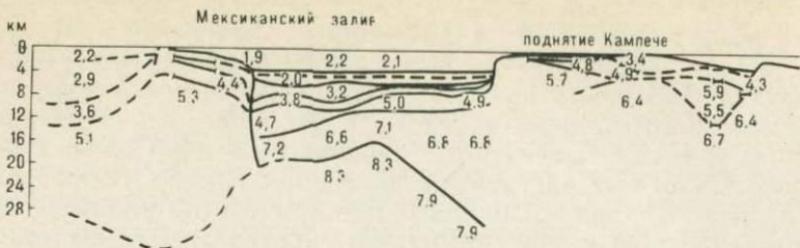
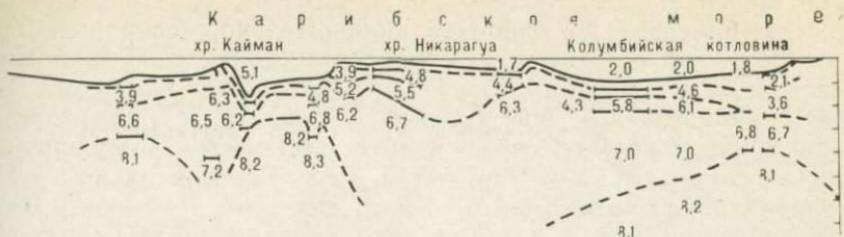


Рис. 14. Сейсмический профиль через Мексикано-Карибский регион. По

дило в мелководных условиях, поскольку песчаники с возрастом 318 млн. лет, отобранные на «холме Челленджера», содержат зерна глауконита [260]. Только в перми (?) или в начале триаса обстановка изменилась на континентальную. Тем не менее преобразование коры Мексиканского залива могло начаться уже на позднегерцинском этапе в связи с процессами, обусловившими развитие геосинклинали Ушито. Рифтогенез, как это и предполагал В. Е. Хайн [133], достигает значительных масштабов в позднетриасовое — раннеюрское время, когда в относительно изолированных участках обрамления Мексиканского залива начинается осаждение эвапоритов. Разрастание системы рифтов, происходившее в юрское время, было, по-видимому, наиболее значительным на севере котловины Сигсби, где мощность слоев со скоростями 3,8—5,0 км/с оказывается повышенной.

Вопрос о палеогеографической обстановке юрской эпохи в этой рифтовой впадине остается нерешенным [300]. Не исключено, что здесь существовали глубоководные условия, подобные установленным для цехштейнового времени в Северном море. Триас-юрские эвапориты совместно с одновозрастными терригенными, преимущественно красноцветными породами образуют единую орогенную формацию. В самом конце юрского периода на месте Мексиканского залива возникает карбонатный шельф, который охватывал и Багамскую платформу. Этот шельф существовал на протяжении всего раннего мела, а современные очертания глубоководной котловины Мексиканского залива начинают оформляться только с апт-альба. Движения блоков были резко дифференцированными, а основной период опусканий котловины Сигсби приходится на плейстоцен. Об этом отчетливо свидетельствуют данные бурения, поскольку на поднятии Кампече, где накопление глубоководных кремнисто-карбонатной и терригенной формаций происходило почти непрерывно с позднего мела до плейстоцена, мощность четвертичных отложений в десять раз меньше, чем в котловине Сигсби (см. рис. 11).

Интересны латеральные переходы формаций позднеюрско-кайнозойского возраста. На юго-западе, вдоль континентально-



Дж. Юингу, Дж. Антони и М. Юингу, 1960 г.

го склона Юкатанского полуострова, располагается барьерный риф позднеюрско-раннемелового возраста (тренд Ла Реформа, по терминологии геологов Мексики), обрамленный глубоководной терригенной формацией палеоцен-эоцена, которая погружается в сторону Мексиканского залива. В северном направлении последняя сменяется также глубоководной карбонатно-терригенной формацией, а затем на шельфе и континентальном склоне Галф-Коста терригенной формацией прибрежно-морского и дельтового происхождения, включающей образования неоген-плейстоцена. На восточном и северо-восточном отрезках континентального склона область глубоководной седиментации обрамляет позднемеловой барьерный риф.

В современной структуре Мексикано-Карибского региона выделяется пять осадочных бассейнов: Мексиканский, Юкатанский, Колумбийский, Венесуэльский и Гренада. Строение каждого из них осложнено глубоководной котловиной, в двух — Юкатанской и Гренада — с корой океанического, а в остальных — субокеанического типа. Верхние слои чехла, выделяемые по скоростям 1,8—2,2 км/с, представлены в каждой из котловин неуплотненными осадками, что является одним из признаков сходства всех пяти бассейнов. В Мексиканском заливе мощность неуплотненных осадков достигает 2,7 км, в котловинах Карибского моря изменяется от 1,1 до 2,5 км. Еще один элемент сходства заключается в почти повсеместной перестройке структурного плана, приходящейся на ларамийскую эпоху тектономагматической активности. Именно с этой эпохой связано оформление очертаний котловины Сигсби, возникновение глубоководных котловин Венесуэльской и Колумбийской, возможно, Юкатанской, восходящие движения хребта Беата, период интенсивного развития Антильско-Карибской геосинклиналии, образование крупных шарьяжей на север и юг от Антильской дуги.

Различие между бассейнами наряду с другими показателями проявляется в составе и мощности нижних структурных подэтажей со скоростями от 4,3 до 5,5 км/с, а также распространении и суммарной мощности вулканогенно-осадочной толщи. Ее стратиграфический диапазон наиболее растянут в бас-

сейне Мексиканского залива, где охватывает образования от верхнего палеозоя до кайнозоя включительно, сокращен до позднего мезозоя — кайнозоя в Венесуэльской и Колумбийском бассейнах, а в бассейнах Гренада и Юкатанском не превышает объема кайнозойской эры. Следует учитывать, что в разрезе чехла Юкатанского бассейна нельзя исключить возможность наличия самых верхних горизонтов мела. Горизонтальные движения наиболее интенсивными были, вероятно, на ранних стадиях эволюции морей и обусловили новообразование коры в глубоководных котловинах. Однако признается, что по крайней мере с конца раннего мела в Мексиканском заливе и конца позднего мела в Карибском море преобладали вертикальные движения.

Дальневосточный регион охватывает значительную площадь на северо-западе Тихоокеанского сегмента Земли от Берингова моря до Восточно-Китайского включительно. В тектоническом отношении он еще более гетерогенен, чем Мексикано-Карибский. На крайнем севере региона находится область сочленения палеозойской складчато-геосинклинальной системы Арктического подвижного пояса с мезозоидами Аляски и Чукотки. Последние не только образуют обрамление Берингова, Охотского и севера Японского моря, но и принимают участие в составе континентальной коры отдельных участков шельфа. К югу от мезозойской складчато-геосинклинальной системы протягиваются средне-верхнепротерозойские комплексы Приморья, а затем архей-нижнепротерозойские Китайско-Корейской платформы. На крайнем юго-западе Восточно-Китайского моря ведущая роль принадлежит каледонидам Катазии. Не менее сложным является и восточное обрамление данной группы внутренних и окраинных морей. Кроме системы альпийских складчато-метаморфических комплексов Западной Камчатки, Сахалина и Юго-Восточной Японии здесь протягивается относительно узкая зона современной активной окраины, представленная серией островных дуг — Алеутской, Камчатско-Курильской, Японской и Рюкю. В этой зоне формирование континентальной коры находится в начальной стадии [143].

Изученность региона весьма неравномерная. Наибольший объем морских геолого-геофизических исследований проведен в Охотском и Японском морях, значительно меньший в Беринговом и Восточно-Китайском. Соответственно обобщающие работы последних лет посвящены именно первым двум из указанных морей [2, 13, 116, 127, 130, 237, 238, 240, 278, 280].

При анализе строения литосферы дальневосточных морей обращают внимание черты различия в современной геодинамической обстановке, которые проявляются вне зависимости от общего их сопряжения с зонами Заваричского — Беньофа, характеризующегося проникновением сейсмофокальной зоны в сторону глубоководных котловин. В Беринговом море ареалы по-

вышенного выделения сейсмической энергии устанавливаются главным образом в восточных районах Алеутской дуги и на небольших, прилегающих к ней участках глубоководной котловины. Хребты Бауэрса и Ширшова оказываются асейсмичными. При этом вдоль Алеутской дуги с востока на запад происходит заметное снижение выделения сейсмической энергии. В Охотском море эти ареалы распространяются от Камчатско-Курильской дуги на всю глубоководную котловину и большую часть площади шельфа. Японское море отличается повышенным выделением сейсмической энергии не только на всей его площади, но и в горных сооружениях Сахалина и Японии, а также в западных районах обрамления на континенте. В Восточно-Китайском море эти ареалы охватывают только дугу Рюкю и котловину Окинава. В Желтом море проявление сейсмичности отмечается преимущественно в заливе Бохайвань и тяготеющих к нему участках континента [305].

В сравнении с Мексикано-Карибским регионом обнаруживается не только значительно более высокий уровень выделения сейсмической энергии, но и более четкое поперечное простирание его ареалов по отношению к ориентировке островных дуг (см. рис. 6). На севере, в Беринговом море и его обрамлении, на фоне субширотных устанавливаются и субмеридиональные простирания, особенно заметные на Аляске на меридиане залива Кука. В Охотском и Японском морях намечаются элементы северо-западных простираций, как бы наложенных на структуры Курильской и Японской дуг. В Восточно-Китайском море может быть отмечена лишь одна поперечная зона, пересекающая на юге котловину Окинава. Различие между отдельными морями Дальневосточной группы в распределении по площади сейсмической энергии, вероятно, связано с особенностями проникновения в верхнюю мантию сейсмофокальной зоны — до 600—700 км под Японским и Охотским морями и всего лишь до 150—200 км под Беринговым и Восточно-Китайским. Наличие же поперечных ареалов контролируется глубинными разломами, отделяющими один блок коры и верхней мантии от другого. В каждом из этих блоков распределение гипоцентров по глубине, как это было показано М. Керром для островных дуг на западе Тихого океана и В. И. Бунэ и др. [19] для Южно-Американских Анд, оказывается строго индивидуальным.

Тепловой поток в морях Дальневосточного региона весьма различен [22, 74, 302, 303]. Тем не менее между повышенными его ареалами и распространением сейсмической энергии наблюдается примерное соответствие (см. рис. 8). В Беринговом море преобладают ареалы нормального теплового потока со значениями до 1,2 мкал/см²·с. Ареалы повышенного до 1,6—1,8 мкал/см²·с теплового потока отмечаются только на крайнем востоке Алеутской дуги и прилегающих к ней участков шельфа, во впадине, окаймляющей хребет Бауэрса, и в Командорской

котловине. В Охотском и Японском морях, в отличие от Берингова, тепловой поток почти на всей их площади повышен до 1,3—1,8 мкал/см²·с. На этом фоне выделяются ареалы со значениями до 1,9—2,4 мкал/см²·с, охватывающие вулканические хребты на о-ве Хонсю, глубоководные котловины Вакаса, Япономорскую и Курильскую, а также отдельные участки Охотоморского шельфа. На шельфе эти ареалы представляют собой три относительно узкие зоны, две ориентированные в северо-восточном направлении и одна — в субмеридиональном. В Восточно-Китайском море в котловине Окинава тепловой поток повышен до 1,9—2,4 мкал/см²·с. К западу от котловины, на шельфе, его значения снижаются до 1,1—1,2 мкал/см²·с.

Кора и верхняя мантия дальневосточных морей характеризуются значительной неоднородностью строения по латерали и в разрезе. Первая выражается в общезвестном отсутствии в глубоководных котловинах, если не иметь в виду глыбовых хребтов, гранито-гнейсового слоя земной коры. Эта неоднородность по новейшим данным оказывается еще более сложной, чем это представлялось ранее. В Курильской котловине на глубинах моря до 3000 м и более были выявлены горстообразные поднятия, являющиеся продолжением структур Восточно-Сахалинского антиклиниория [278].

Вертикальная неоднородность вызвана наличием преимущественно в структуре островных дуг до 3—4 слоев с пониженной скоростью продольных волн. Эти слои определяют «полиастеносферное» строение верхней мантии. По сейсмологическим данным они были выделены на востоке Алеутской дуги на глубине 20—30 км, на Камчатско-Курильской и Японской дугах на глубинах 30—50, 60—90, 120—190, 220—300 км [111, 123, 285]. Анализ распределения по глубине выделенной сейсмической энергии выявил, что по крайней мере в пределах Японской дуги кровля первого от поверхности астеносферного слоя может находиться в коре на глубине 10—25 км [286].

По данным магнитотеллурических зондирований слои с повышенной проводимостью были обнаружены: на Западной Камчатке на глубинах 10—15 (под вулканическим хребтом), 30—50 и 100—150 км; на Северном Сахалине на 20—30 и около 100 км; на Тихоокеанском побережье Японии на 40—50 км, а под Японским и Филиппинским морями на глубинах 30—40 км [14, 51, 158, 213, 264]. При отсутствии надежной корреляции между астеносферными слоями, выявленными на близких глубинах, но в разных районах, все же вполне определено устанавливается, как это справедливо отмечает И. К. Тузов [127], что в целом наблюдается подъем кровли астеносферы от глубин 100—150 км на континенте к островным дугам.

Приведенные выше данные, а также взаимосвязи между мощностью литосфера и тепловым потоком, установленные Г. Поллак и Д. Чапман [262], дали основание наметить изме-

нение мощности литосферы в Дальневосточном регионе. Наименьшей она оказывается в островных дугах, где не превышает 30 км. На юге Берингова моря в Алеутской котловине, на севере Охотоморского шельфа и шельфе Восточно-Китайского моря эта мощность, напротив, скорее всего увеличена до 80—100 км. В Курильской котловине и узких зонах повышенного теплового потока на Охотоморском шельфе, а также в котловине Окинава она сокращена до 35—60 км. В Японском море поднятие Ямато, вероятно, разделяет две области с мощностью литосферы до 35—50 км, совпадающие по местоположению с котловинами Япономорской и Вакаса (см. рис. 8). Из этого следует, что под котловинами в Охотском, Японском и Восточно-Китайском морях мощность литосферы оказывается на 40—60 км менее, чем под типичными океаническими плитами в удалении от срединно-океанических хребтов.

Различие в строении земной коры рассматриваемых морей, а также ее существенная гетерогенность получают отражение в аномалиях физических полей (рис. 15). В Беринговом море, в Алеутской котловине, развиты линейные аномалии, отражающие ось разрастания океанической коры, предположительно раннемелового возраста [173]. В Охотском море системы аномалий различной ориентировки обладают торцеобразным сочленением, как бы обтекая древнее ядро. В Японском море аномальное магнитное поле обнаруживает мозаично-блочную структуру подошвы чехла, напоминающую рисунок «шахматной доски» (рис. 16). Последнее, как это было подмечено Е. Е. Милановским [79], присуще многим рифтовым зонам мира. На юге котловины положение зон резких градиентов аномалий совпадает с разломами, разделяющими разновозрастные раннедокембрийские комплексы фундамента Китайско-Корейской платформы. Эти зоны не только ограничивают подводный хребет Ямато, но пересекают складчатые комплексы основания Японской дуги и протягиваются в пределы ложа Тихого океана. Вблизи Сахалина, а также к северу от структур южной группы Курильских островов они торцеобразно обрываются аномалиями субмеридиональной ориентировки. Главенствующая северо-восточная система аномалий осложнена секущей запад-северо-западной системой, которая находится на продолжении структур островных дуг восточной окраины Филиппинского моря (Инзу-Бонинская и др.) и является более молодой. Примечательно, что эти, основные для Япономорского мегабасейна, системы аномалий в глубоководных котловинах Вакаса и Япономорской как бы контролируют сдвиговые перемещения небольших блоков относительно друг друга (см. рис. 16).

В соответствии с особенностями магнитного поля по зонам резких градиентов аномалий могут быть выделены две системы разломов, определяющих современный структурный план осадочной толщи: северо-восточная относительно древняя, за-

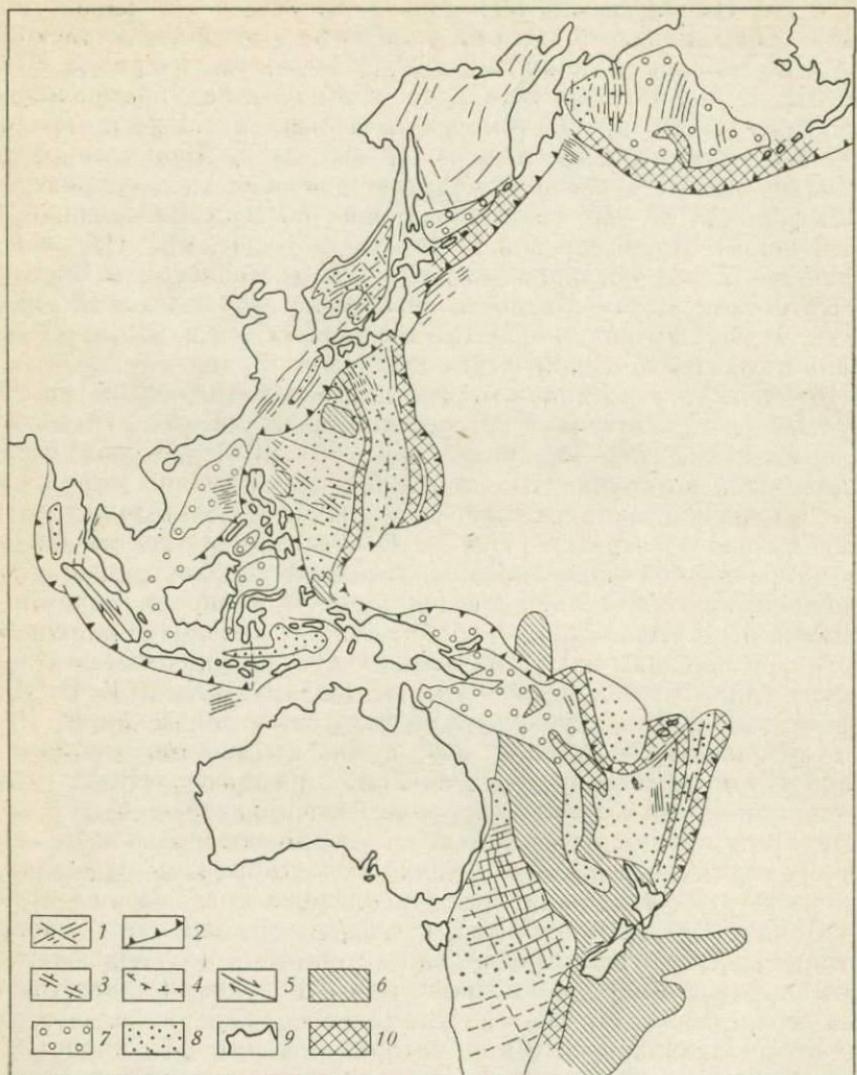


Рис. 15. Схема строения земной коры и магнитных аномалий в окраинных и внутренних морях Западно-Тихоокеанского подвижного пояса [59, 154, 173, 207, 230, 258, 292, 296].

1 — ориентировка осей магнитных аномалий; 2 — зоны Заварицкого — Беньофа; 3 — предполагаемые угасшие центры разрастания океанической коры; 4 — предполагаемые современные осевые зоны внедрения мантийных диапиров; 5 — сдвиги; 6 — глыбовые хребты; 7 — субокеаническая кора; 8 — океаническая кора; 9 — береговая линия; 10 — островные дуги

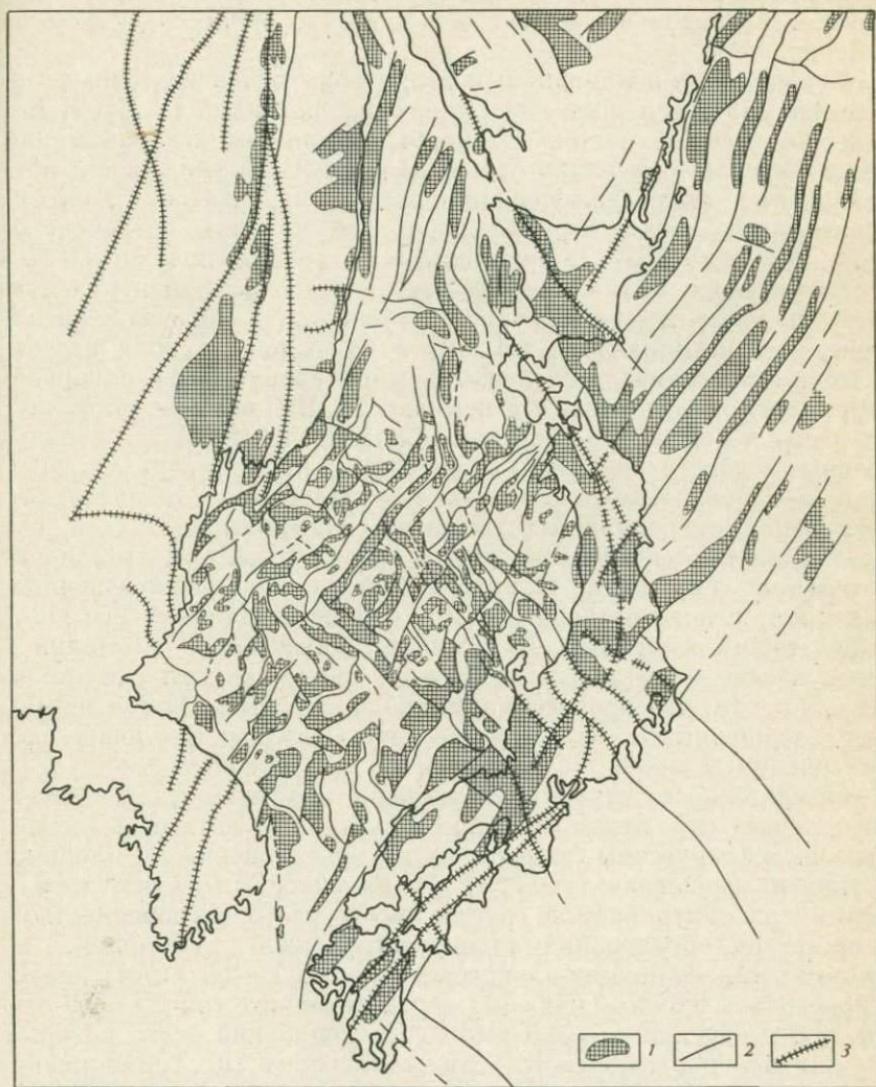


Рис. 16. Схема магнитных аномалий в Охотском и Японском морях [59, 116, 127].

1 — положительные аномалии; 2 — зоны резких градиентов аномалий, отождествляемые с разломами; 3 — некоторые разломы, установленные геологическими методами

ложившаяся в домеловое время, и северо-западная — более молодая. Одновременно намечающееся единство систем аномалий в котловинах Окинава, Вакаса, Япономорской и Курильской, вероятно, свидетельствует о близком возрасте коры в ложе этих котловин и генетическом единстве процесса ее формирования.

Существенно неоднородным в пределах дальневосточных морей оказывается и поле изостатических аномалий [2, 3]. В Беринговом море, к востоку от хребта Ширшова, эти аномалии близки к нулю или слабо отрицательные. В Командорской котловине поле более дифференцированное: на востоке положительное, а на западе отрицательное, срассирирующее погребенный осадками желоб [2]. В Охотском море ареалы положительных изостатических аномалий как бы охватывают центральную часть шельфа, отражая неуравновешенность Курильской котловины, впадин Дерюгина, ТИНРО и др. Характер поля изостатических аномалий здесь ближе к магнитному, чем к распределению теплового потока и сейсмичности. В Японском море имеет место чередование участков с положительными и отрицательными изостатическими аномалиями, причем первые тяготеют к глубоководным котловинам. Наиболее значительные отклонения от равновесия выявлены в котловине Вакаса, где мантия на разделе Мохоровичча разуплотнена, а мощность литосфера сокращена. Однако наиболее неуравновешенным оказывается пояс островных дуг с сопровождающими его глубоководными желобами. В целом изостатические аномалии в совокупности с тепловым потоком и сейсмичностью свидетельствуют о том, что процесс формирования коры является наименее завершенным в большинстве глубоководных котловин рассматриваемых морей, за исключением Алеутской.

Гетерогенность строения литосферы и ее осадочной оболочки получает отражение в наборе структурных этажей, выделяемых по сейсмическим данным, их распространении по площади и упругих свойствах (табл. 3). Наибольшее сходство между морями рассматриваемой группы имеет место в повсеместном присутствии образований альпийского этажа, состоящего из трех подэтажей: неоген-плейстоценового (1,7—2,3 км/с); палеогенового (от 2,0 до 3,0 км/с); верхнемелового (от 2,4—2,9 до 3,0—3,6 и изредка 4,6—4,9 км/с). Киммерийский этаж, который состоит из верхнеюрского — нижнемелового и триас-нижнеюрского подэтажей, по-видимому, в полном объеме представлен в Беринговом море, где его характеризуют скорости от 2,5 до 3,1—3,7; от 2,6—2,9 до 4,2—4,4; от 5,4 до 5,5 км/с. Присутствие данного этажа в разрезе намечается также на шельфе Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей, на хребте Ямато, в котловине Окинава и в островных дугах (правда, лишь на отдельных участках). Однако во всех указанных случаях его слагает, вероятно, лишь верхний подэтаж со скоро-

стями от 3,4—4,1 до 4,5—4,9 км/с. Еще более локализованным является распространение каледонского (кембрий — силур) — герцинского (девон — пермь) этажа, который может быть выделен на шельфе Берингова и Восточно-Китайского морей, а также с известной долей условности на шельфе Японского моря. Скорости в этом самом нижнем этаже от 3,4—5,5 до 5,3—5,7 км/с. Зоны разуплотнения на разделе Мохоровичича, выделяемые по скоростям 7,7—7,8 км/с, присутствуют в котловинах Алеутской, Курильской, Вакаса, под хребтом Ямато и островными дугами.

Для сравнительного анализа всех окраинных и внутренних морей Тихоокеанского сегмента Земли представляется необходимым рассмотреть еще два вопроса: особенности распределения мощности нижних горизонтов вулканогенно-осадочного чехла со скоростями более 3,6 км/с; вероятный формационный состав чехла в Восточно-Китайском и Желтом морях. Особое внимание, которое уделяется нижней части разреза вулканогенно-осадочной толщи, вызвано тремя обстоятельствами: условиями залегания между двумя поверхностями несогласия, отделяющими ее как от базальтового слоя, так и от типично-го осадочного чехла; значительными изменениями упругих свойств по латерали; дискуссионностью вопроса о ее природе и составе.

В первом приближении можно отметить, что рассматриваемая часть разреза состоит из двух, а иногда одного структурных подэтажей со средними для дальневосточных морей скоростями 3,9—4,9 и 5,4—5,5 км/с. Слои со скоростями 5,5—6,2 км/с представляют верхние горизонты базальтового слоя и рассматриваются как аналоги II слоя океанической коры в Алеутской и Командорской котловинах, а также на хребте Бауэрса [238, 274].

Изложенное создает известные трудности в идентификации нижней части вулканогенно-осадочной толщи, отражающей события ранней стадии эволюции окраинных и внутренних морей. Выделение этих слоев в разрезе было проведено с учетом ряда отмеченных показателей.

В Беринговом море при суммарной мощности чехла в глубоководных котловинах до 6—8 км на долю рассматриваемой части разреза приходится от менее 2 до более 5 км (см. рис. 13). Зоны наибольшей мощности распространены на Алеутской дуге, в полосе киммерийской складчатости островов Прибылова и на юге хребта Бауэрса. В Алеутской котловине и на западе Командорской котловины, а также на хребте Ширшова мощность составляет от 2 до 5 км. В направлении к континентальному склону нижняя часть разреза выклинивается, она отсутствует также на отдельных участках внутренней области Алеутской котловины и на востоке Командорской котловины. Таким образом, распределения суммарной мощности вулкано-

Таблица 3

Сопоставление упругих свойств (км/с) вулканогенно-осадочного чехла и кон
238, 240,

Структурный этаж в чехле и основные слои коры	Берингово море				Охотское море	
	Шельф	Алеутская котловина	Хребет Бауэрса	Командор- ская кот- ловина	Шельф	Куриль- ская кот- ловина
Альпийский	1,7—2,3 2,3—2,4 2,4—2,45	1,7—2,1 2,1—2,5 2,5—2,9		2,0 5,5—5,2*	1,6—2,0 2,0—3,0 3,5—3,6	1,6—2,0 2,4—3,0
Киммерийский	2,5 2,6—2,9	3,1—3,7 4,2—4,4 5,4—5,5*	3,3—3,9 4,0—4,9	—	3,7—4,0 4,0—4,4	—
Герцинско-ка- ледонский	3,4—5,5	—	—	—	—	—
Складчато-ме- таморфические комpleксы	5,5—5,6	—	—	—	6,0	—
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шель- фе	6,4	5,6—5,3 6,4—7,0	5,8—5,2 7,2	5,5—5,6 6,4—6,8	6,7	6,6—5,8
Раздел Мохо- ровичика	8,1—8,4	7,7—8,3		8,0	8,0	7,7—8,0

* Вероятный аналог второго слоя океанической коры; знак «минус» — отсутствие слоев

генно-осадочной толщи и мощности нижней части связаны между собой обратной зависимостью. Эта особенность наряду с пологими углами наклона слоев вызывает предположение, что вкрест простирации нижней части разреза может происходить замещение вулканогенных пород осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями. В пользу этого предположения свидетельствует сходство условий залегания и упругой характеристики юрско-нижнемеловых горизонтов в Анадырской впадине на ближайшем западном обрамлении Берингова моря и низов киммерийского этажа в Алеутской котловине (рис. 17).

В Охотском и Японском морях распределение мощности нижней части разреза не обнаруживает существенных расхож-

дений с более ранними построениями И. К. Туезова [127]. Мощность более 5 км отмечается на юге и севере Курильской дуги, вблизи Юго-Западной Камчатки, на западном шельфе Сахалина и Хоккайдо. В Курильской котловине, на востоке Япономорской котловины и в котловине Вакаса мощность составляет от 2 до 5 км. В направлении к центральной части Охотоморского шельфа, а также на большей части Япономорской котловины рассматриваемые слои сокращаются в мощности до 2 км и затем исчезают из разреза. На хребте Ямато, где намечается увеличение мощности до 2—3 км, драгированием установлено, что горизонты со скоростями 4,5—4,9 км/с представлены чередованием вулканогенных и вулканогенно-осадочных

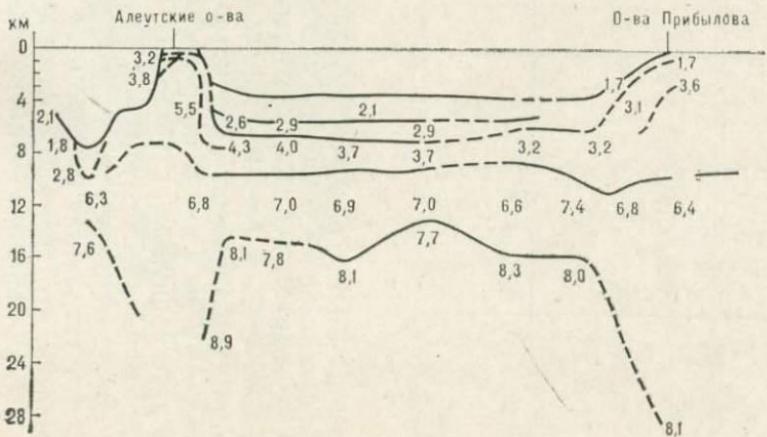
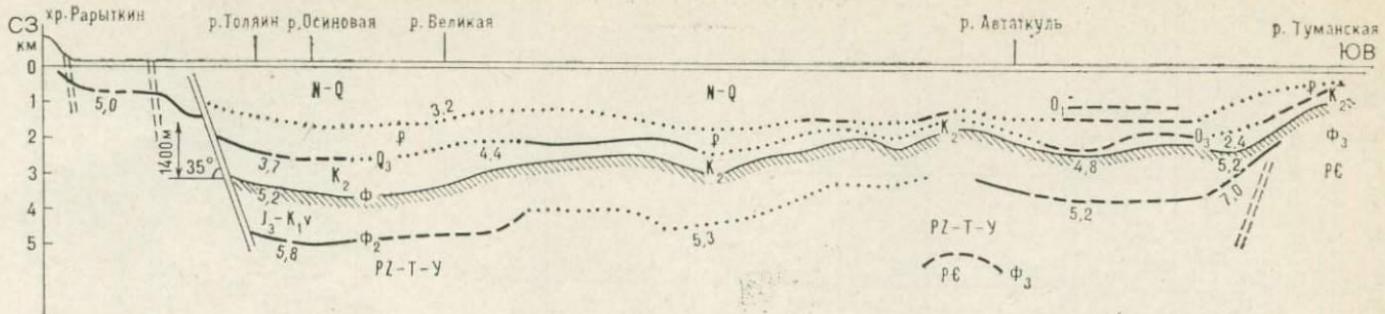
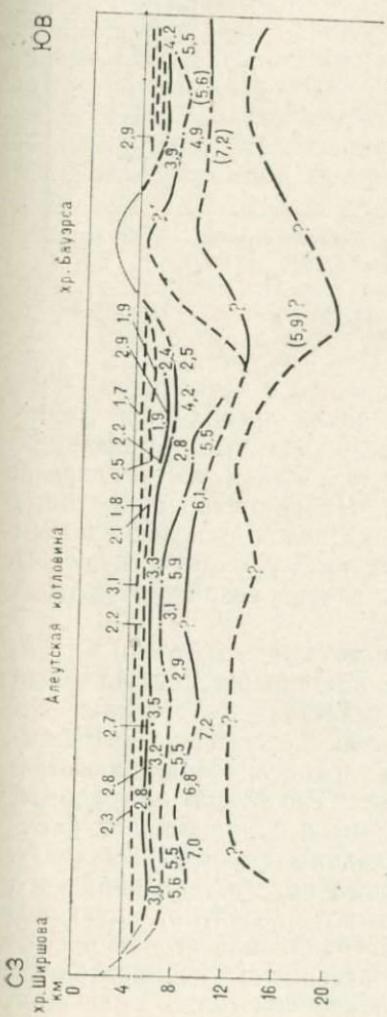


Рис. 17. Сейсмические профили через Берингово море и его обрамление. По Б. Г. Должанскому и др., 1966 г., В. Людвину и др., 1971 г., Г. Шору, 1964 г.



пород палеозойско-мезозойского возраста. Эти горизонты залегают непосредственно на гранитно-гнейсовом слое [21]. В целом в отличие от Берингова моря в Охотском и Японском морях возрастание мощности нижней части вулканогенно-осадочной толщи происходит одновременно с увеличением ее суммарной мощности. Однако на хребтах Бауэрса и Ямато намечается сходная геологическая обстановка.

Глубоководные котловины Берингова, Охотского и Японского морей возникли в различное время (Г. Б. Удинцев, Ю. М. Пущаровский, В. Е. Хайн): Алеутская — в палеогене, Командорская — между олигоценом и миоценом, Япономорская и Вакаса — в неогене, Курильская — скорее всего между поздним миоценом и ранним плиоценом. Данные бурения в Японском море, где под четвертичными осадками были вскрыты терригенные илы с прослоями пеплов верхнего миоцена (рис. 18), показывают, что возникновение котловин происходило здесь не позднее среднего миоцена.

В Восточно-Китайское море распространяется с континента одноименный осадочный бассейн. На морском продолжении он состоит из двух различных по строению и природе частей, отделенных друг от друга поднятием с сокращенной до 2—3 км мощностью чехла [237, 292]. В западной области, где протерозойско-раннепалеозойский складчато-метаморфический комплекс фундамента выходит на поверхность морского дна, развиты две впадины изометричной формы с мощностью чехла до

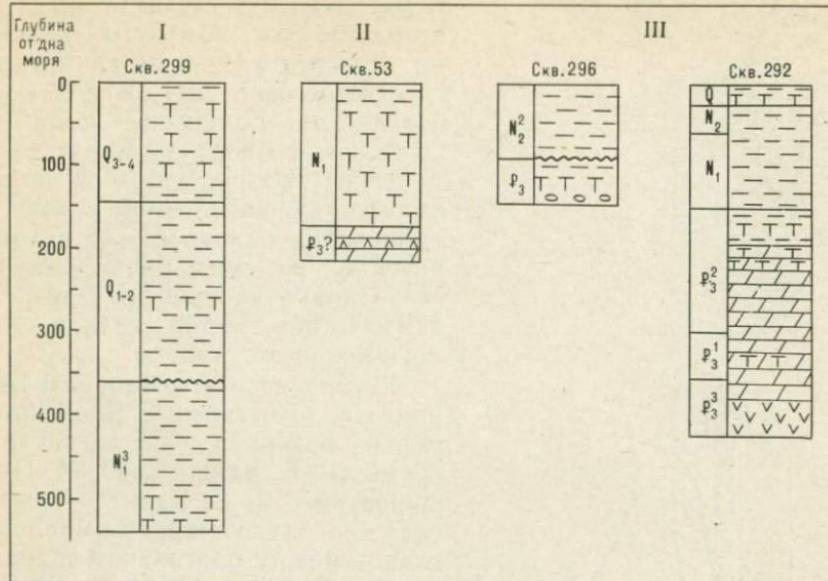


Рис. 18. Разрезы некоторых скважин глубоководного бурения в Филиппинском и Японском морях [219].

Условные обозначения см. рис. 11.

I — котловина Вакаса; II — западный склон Марианской дуги; III — Западно-Филиппинская котловина.

4—5 км. В восточной области, совпадающей с котловиной Окинава и ее обрамлением, в структуре чехла преобладают узкие (до 40—50 км) зоны поднятий и трогов. В трогах суммарная мощность осадочных пород до 6 км, а нижней части разреза (скорости 3,4—4,1 км/с) менее 2 км. На поднятии происходит сокращение всей мощности до 1—2 км; слои с повышенными скоростями сейсмических волн, по-видимому, отсутствуют. В пределах дуги Рюкю мощность этих слоев возрастает до 3—4 км.

На всей площади морского продолжения Восточно-Китайского бассейна распространен лишь альпийский структурный этаж, в составе которого, вероятно, участвуют терригенные типы формаций, а также платобазальтовая формация. Киммерийский и герцинско-калевонский этажи, представленные, насколько можно судить по данным о строении Китайской платформы, карбонатной и терригенной формациями, в подножии континентального склона глубоководной котловины Окинава выпадают из разреза. В котловине самый нижний подэтаж альпийского этажа (скорости 3,4—4,1 км/с) слагают, вероятно, вулканогенные образования, накопившиеся на начальной стадии рифтогенеза. Можно предполагать, что обстановка перикратонных опусканий ранних стадий эволюции осадочной толщи сменилась

в начале кайнозойской эры сопряженным процессом рифтогенеза и орогенеза, когда началось растяжение в районе котловины Окинава и развитие островной дуги Рюкю.

Желтое море на северо-западе пересекает рифтогенный прогиб Бохайвань, приуроченный к району одноименного залива. Раздвиговая природа этого прогиба устанавливается на основании распространения здесь ареала повышенного выделения сейсмической энергии. Положение гипоцентров землетрясений на глубинах от 35 до 50 км вызывает предположение, что мощность литосферы также не должна превышать эти значения (см. рис. 6—8).

В структурном отношении рифт Бохайвань является связующим звеном между Северо-Китайской синеклизы и впадиной Сунляо, расположенной уже в области восточного окончания Урало-Монгольского внутренконтинентального подвижного пояса (рис. 19). Раздвиговые деформации в рифте скорее всего начались в мезозойскую эру, в период интенсивного проявления на востоке Евразии процессов эпиплатформенного орогенеза. Современная сейсмическая активность свидетельствует о том, что эти деформации не прекратились до наших дней.

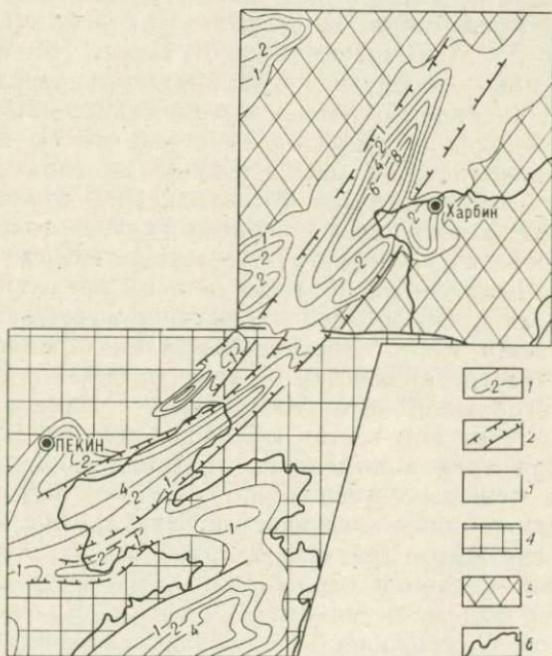


Рис. 19. Схема строения северо-западных районов Желтого моря [290].

1 — изогипсы подошвы осадочной толщи; 2 — краевые разломы рифта Бохайвань; складчато-метаморфические комплексы на поверхности: 4 — ранне-среднепротерозойские, 5 — палеозойские; 6 — береговая линия

Суммарная мощность осадочной толщи в морской части рифта превышает 4 км. В низах разреза присутствуют мелководно-морская кембрийско-ордовикская терригенная и каменноугольная терригенно-карбонатная платформенные формации. Выше с несогласием залегает пермо-триасовый комплекс, представленный преимущественно карбонатной и паралической формациями. Юрско-кайнозойскую часть разреза слагает орогенная красноцветная формация.

Таким образом, группа дальневосточных морей оказывается существенно различной по геодинамической обстановке, глубинному строению, стратиграфическому диапазону и составу осадочного чехла, времени возникновения глубоководных котловин и ряду других признаков.

Индосинийско-Филиппинский регион включает моря Филиппинское, Южно-Китайское, Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда и Яванское. В его пределах происходит сочленение Средиземноморского и Западно-Тихоокеанского подвижных поясов, что определяет исключительную сложность геологического строения как региона в целом, так и входящих в его состав внутренних морей.

Изученность морей недостаточная и обобщающие сводки отсутствуют, если не иметь в виду соответствующие разделы в работах П. Н. Кропоткина, К. А. Шахварстовой, Л. Э. Левина, В. Е. Хайна, Ю. М. Пущаровского, Д. Паула [61, 66, 106, 259].

Моря региона относятся к двум типам — внутренней области современной активной окраины и переходной области от древней к современной активной окраине (см. гл. I). Это различие отчетливо проявляется в распределении ареалов повышенной сейсмической энергии. Моря Филиппинское, Сулавеси, Молуккское и Банда, относящиеся к первому типу, не только обрамлены почти по всему периметру этими ареалами, но и, в случае моря Банда, целиком располагаются в их пределах. Напротив, в морях переходной области сейсмичность существенно иная. Южно-Китайское море с востока обрамлено ареалом повышенной сейсмичности, являющимся частью более протяженного пояса, протягивающегося от Камчатки к Сулавеси и далее поворачивающего на юго-восток к Новой Гвинеи и Новым Гебридам. Еще три ареала выделения сейсмической энергии, но значительно меньшего масштаба пересекают Южно-Китайское море с северо-запада на юго-восток. Эти ареалы в отличие от первого не связаны с сейсмофокальной зоной Заварицкого — Беньофа. Они являются отражением угасающих сейсмогенных процессов в позднемезозойском (?) рифте р. Красной [89], сопровождающем с северо-востока позднепалеозойско-раннемезозойский рифт р. Черной [28]. Море Сулу, подобно Южно-Китайскому, обрамлено ареалом сейсмичности лишь с востока, а Яванское море — с юго-запада, со стороны современной активной окраины Индийского океана.

Данные по тепловому потоку имеются главным образом для Филиппинского моря, морей Сулу, Сулавеси и Молуккского, а также восточной окраины Южно-Китайского и юго-западной окраины Яванского морей [146, 268, 294, 303].

Особенность распределения теплового потока в этих морях заключается в существовании двух как бы взаимопересекающихся систем ареалов с повышенными (свыше 2,4 мкал/см²·с) значениями. Первая система дугообразной ориентировки приурочена к междуговым котловинам на востоке Филиппинского моря — Бонин (Сикоку), Западно-Марианской и др., расположенным во внутренней области Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг. В Марианской междуговой котловине тепловой поток достигает экстремальной величины 8 мкал/см²·с. Вторая система северо-западной ориентировки тяготеет к поперечному разлому в Западно-Филиппинской котловине, но значение теплового потока здесь несколько меньше (от 1,8 до 2,4 мкал/см²·с). Аналогичные по значениям ареалы намечаются также в котловинах Сулу и Сулавеси, а также вдоль Манильского желоба, сопровождающего с запада о-в Лусон.

Северо-западная система ареалов представляет одновременно как бы раздел между обширными полями теплового потока со значениями от 1,2 до 1,8 мкал/см²·с и менее 1,2 мкал/см²·с. Это поле нормального теплового потока охватывает Филиппинскую дугу и, по-видимому, Тайвань. Его продолжение к северу намечается на шельфе Восточно-Китайского моря, а к югу распространяется в сторону альпийских сооружений Новой Гвинеи. Второе поле нормального теплового потока, вероятно, соответствует Западно-Каролинской котловине, однако его контуры остаются пока невыясненными. Третий ареал нормального теплового потока приурочен к Яванскому морю. Применительно к Южно-Китайскому морю распространение теплового потока остается неясным. Однако не вызывает сомнений, что здесь будут выявлены участки с повышенным и нормальным тепловыми потоками. Напротив, в море Банда можно ожидать обнаружения обширного ареала повышенного теплового потока, подобного существующему в котловинах Японского моря или с еще большими значениями.

Сейсмические и магнитотеллурические данные о мощности литосфера имеются только для одиночных, удаленных друг от друга районов. На севере Идзу-Бонинской котловины эта мощность оценивается в 30 км, а на одноименной островной дуге в кровле базальтового слоя на глубине около 7 км располагается линза с пониженными до 5,3—5,4 км/с скоростями поперечных волн [269]. На шельфе Северной Австралии низкоскоростной слой предполагается на глубине 70—80 км, на северо-западе шельфа Яванского и в Молуккском море — на глубине 60—65 км [205]. Зона повышенной проводимости на не-

больших глубинах обнаружена под внутренней вулканической дугой Банда [168].

Общая схема изменения мощности литосферы в Индосинийско-Филиппинском регионе ориентировано может быть намечена как по приведенным выше данным, так и на основании распределения по глубине выделенной сейсмической энергии (см. рис. 8). Наименьшая мощность до 20—35 км имеет место, по-видимому, в Идзу-Бонинской дуге и хребте Палау-Кюсю. В центральной части Западно-Филиппинской котловины и в рифтовых прогибах на западе Южно-Китайского моря мощность литосферы сокращена до 35—50 км. В шельфовой зоне Яванского моря, вблизи Тимора и на отдельных участках моря Банда подошва литосферы находится скорее всего на глубинах от 60 до 100 км. Однако во внутренних вулканогенных хребтах моря Банда следует предполагать значительное сокращение мощности литосферы. Таким образом, глубинное строение литосферы рассматриваемого региона характеризуется сочетанием двух зональностей — северо-западной поперечной и субмеридиональной дугообразной. Первая из них является более древней сформировавшейся еще в эпоху эволюции палео-Тетиса. Вторая, наложенная, вызвана процессами в области поддвига Тихоокеанской океанической плиты.

Две генетические зональности в строении литосферы находят отражение и в аномалиях магнитного поля, известных на отдельных участках Индосинийско-Филиппинского региона (см. рис. 14). Так, например, на северо-западе Филиппинского моря, в котловине Сикоку, развиты полосовые аномалии субмеридиональной ориентировки, трассирующие, как предполагается, ось разрастания океанической коры, получившей название «малого спрединга окраинных морей» [226]. Процесс новообразования коры проходил здесь в промежуток времени от позднего олигоцена до среднего миоцена [246]. В Западно-Филиппинской котловине аномалии имеют северо-западное простижение, но полосовой, океанический их рисунок выражен менее четко.

Некоторое азимутальное расхождение между простиранием аномалий и так называемым «Центральным разломом бассейна» вызвало дискуссию о генетической природе упомянутого разлома. В итоге было признано, что «Центральный разлом» нельзя ассоциировать с раннекайнозойской осью разрастания океанической коры, но подобное явление могло иметь место в мезозойское время [222]. Мнение о связи с этим разломом былой, ныне угасшей оси разрастания океанической коры [154], в свете приведенных выше геофизических данных и некоторых реконструкций по восточным районам Евразии заслуживает поддержки [28, 50]. Аномалии поперечной ориентировки имеются также на востоке котловины Южно-Китайского моря и на западе моря Банда.

Различие в глубинном строении морей региона получает отражение в целом ряде признаков, характеризующих верхние горизонты коры и ее вулканогенно-осадочной оболочки, что особенно заметно по набору и стратиграфическому объему структурных этажей. Альпийский этаж в морях Филиппинском, Банда, Сулу и Сулавеси весьма сокращен и охватывает только отложения олигоцен-плейстоцена. В Южно-Китайском море объем этого этажа изменяется от западного шельфа к восточному от палеоцен (?) - плейстоцена до неоген-плейстоцена. Об объеме и распространении герцинского и киммерийского этажей судить трудно. Совместное их наличие может предполагаться лишь для разреза Сиамского залива, а также тяготеющих к нему районов шельфа Южно-Китайского моря. В разрезе глубоководной котловины Южно-Китайского моря киммерийский этаж, вероятно, включает образования юрской и меловой систем, но вполне определенно выпадает из разреза вблизи Манильского желоба. Герцинский этаж в этой котловине отсутствует (табл. 4).

В Филиппинском море распространены по меньшей мере три типа коры: континентальный на хребтах Бородино и Оки-Даито; субконтинентальный на островных дугах и океанический в глубоководных котловинах Сикоку, Западно-Филиппинской и Марианской. В осевой зоне котловины Сикоку скорости продольных волн на разделе Мохоровичича понижены до 7,9 км/с, что может быть вызвано внедрением астеносферного диапира. Присутствие второго слоя океанической коры устанавливается по почти повсеместному распространению горизонта со скоростями от 4,8—5,1 до 5,5 км/с. Мощность этого слоя увеличивается от центральных районов котловин к островным дугам от 1—1,5 до 2—3 км. Аналогичное увеличение мощности происходит в сторону глубоководных хребтов Бородино и Оки-Даито. На западе Филиппинского моря, в районе островов Сакисима, при драгировании были подняты метаморфизованные породы предположительно пермского возраста и вулканогенно-осадочные палеоген-плейстоценового [94]. Не исключено, что горизонты со скоростями 5,0 и 3,7—4,6 км/с на упомянутых хребтах представляют собой аналоги низов разреза островов Сакисима. Непосредственно в котловинах Филиппинского моря скорости 4,5—5,1 км/с присущи скорее всего покровам базальтов, переслаивающихся с вулканогенно-осадочными образованиями и залегающими под осадками позднепалеогенового — раннемиоценового возраста [53, 219].

Суммарная мощность вулканогенно-осадочной толщи в целом минимальна и не превышает 1—2 км. Из них на долю неуплотненных осадков позднего олигоцена — раннего миоцена приходится от 0,2 до 1 км. Эти осадки представлены кремнисто-карbonатной формацией олигоценового возраста, замещающейся вблизи островных дуг туфовой и грубообломочной формациями.

Для неогена и плейстоцена, перекрывающим порой олигоцен с несогласием, более характерны туфовая и терригенная глубоководная формации. Обращает внимание малая мощность осадков плейстоцена (до 20—25 м), что, вполне очевидно, обусловлено удалением Филиппинского моря от крупных областей сноса (см. рис. 18).

Море Банда, хотя и является геологическим аналогом Филиппинского, обладает рядом отличий. Среди них выделяется крайняя изостатическая неуравновешенность, подмеченная еще Р. В. Беммеленом [20]. Эта неуравновешенность находится, вероятно, в связи со значительной глубиной проникновения в верхнюю мантию сейсмофокальной зоны Заварыцкого—Беньофа, достигающей в смежном районе моря Флорес почти 700 км. Современная активность динамических процессов нашла отражение и в разуплотнении пород на разделе Мохоровичича, что устанавливается по скоростям в 7,7 км/с (см. табл. 4).

Разрез вулканогенно-осадочной толщи целиком относится к альпийскому структурному этажу, в котором могут быть выделены три подэтажа со скоростями 2,1; 3,2 и 5,0 км/с. Самый

Сопоставление упругих свойств (км/с) вулканогенно-осадочного чехла и [по материалам 155,

Структурные этажи в чехле и основные слои консолидированной коры	Филиппинское море				
	1*	2	3	4	5
Альпийский	2,8—3,0	2,0	3,1	2,0—2,3 2,7—3,1	2,2 3,3
	3,7—4,6	4,8—5,1**	4,9**	4,5—5,1**	5,5**
Киммерийский	5,0 (?)	—	—	—	—
Герцинский	—	—	—	—	—
Складчато-метаморфические комплексы	6,0—6,1	—	—	—	—
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфе	6,8 6,4—7,2	6,5—6,7 7,0	—	6,4—6,7	6,6
Раздел Мохоровичича	/	/	8,5	7,9—8,4	8,0

*Структурные элементы: 1 — хребты Бородино, Оки-Данто, 2 — Западно-Филиппинская дуга Танимбар, 7 — котловина, 8 — краевое плато, 9 — котловина, 10 — хребет Сулу, хул, знак «минус» — отсутствие в разрезе; ** — аналог второго слоя океанической коры.

нижний из них может рассматриваться в качестве аналога второго слоя океанической коры. Распространение его достаточно локализовано окраинами котловины моря Банда. Нарастание мощности от 1 до 2 км происходит в направлении к островной дуге Флорес — Танимбар. Промежуточный подэтаж присутствует в северных и западных районах этого моря. В межгорных впадинах на островах Сулавеси и Серам его слагают терригенные и рифовые образования плиоценового возраста мощностью от 1,5 до 3 км. Повсеместно присутствует лишь самый верхний подэтаж, в составе которого преобладают неуплотненные терригенные и вулканогенные осадки плейстоцена. Мощность верхнего подэтажа от 0,2 до 0,3 км.

Индосинийско-Яванская область прогибания, одна из крупнейших в мире по площади, образована сложной кольцевой системой осадочных бассейнов. Внешняя граница этой области на западе тяготеет к береговой линии Евразии и заходит в пределы континента в районах Ханойской, Меконгской и Менамской межгорных впадин в разновозрастных (от каледонских до раннекиммерийских) горных сооружениях восточного оконча-

Таблица 4
консолидированной коры в морях Индосинийско-Филиппинского региона
177, 236, 237, 252]

Море Банда		Море Сулу			Море Сулавеси		Южно-Китайское море		Моря Яванское и Флорес
6	7	8	9	10	11	12	13	14	
2,3	2,1 3,2	1,9 3,1	2,0 3,5	3,5	1,8—2,2 2,7—3,5	2,2 3,5	2,1 2,5—2,8 3,7—3,9 4,3—4,5**	2,1—2,3 2,2—2,7 3,6—4,2 4,7—5,7	
5,0**	5,0**	3,5—4,8	—	5,2**	5,1—5,3**	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	3,1—4,6	—	—	
—	—	—	—	—	—	5,2—5,7	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	5,6—5,1	
6,1—6,3 6,8	6,1—6,3 6,6	—	6,4 —	6,2 7,2	6,4—6,9	—	6,5—6,6 —	6,6—7,2	
7,7—8,0		8,3		7,9—8,5		7,9—8,4		7,9—8,4	

ская котловина, 3 — хребет Кюсю-Палау, 4 — котловина Сикоку, 5 — Идуз-Бонинская дуга, 11 — котловина, 12 — шельф, 13 — желоба Манильский — Западный Лусон, 14 — шельф Са-

ния Средиземноморского пояса. На юге и юго-востоке эта граница трассируется у подножий альпийских сооружений Суматры и Явы, на востоке вдоль островных дуг Сулавеси, Филиппинской и Тайваньской. В центральной части этой области находятся мезозойские и раннеальпийские сооружения Калимантана, которые контролируют еще одну, внутреннюю ее границу (рис. 20).

Большая часть рассматриваемой области располагается в морях Южно-Китайском, Яванском, Сулу, в строении которых участвует земная кора различных типов: континентальная, субконтинентальная, субокеаническая и океаническая. Первая представлена блоками, консолидированными в древние эпохи тектогенеза от архейско-протерозойских (подводное продолжение древнего Индосинийского массива) до палеозойских и раннемезозойских (подводные продолжения сооружений Бирмы, Таиланда и Калимантана), вторая — внешними зонами дуг Тайваня, Филиппин и др. Кора субокеанического типа развита в Южно-Китайской котловине и на шельфе Яванского моря; в котловинах морей Сулу и Сулавеси вкрест простирания намечаются переходы субокеанической коры в океаническую; морям Банда, Флорес и Филиппинскому присуща главным образом океаническая кора [61, 155].

Структура вулканогенно-осадочной толщи как на шельфе, так и в глубоководных котловинах контролируется пересечением систем разломов различной ориентировки и генезиса. Наиболее древними на подавляющей части площади являются дугообразные линеаменты, как бы обтекающие Индосинийский массив с юго-запада и северо-востока. Эти линеаменты разделяют между собой байкальско-каledonские, герцинские и раннемезозойские складчато-метаморфические комплексы, которые собственно и служат основанием осадочного чехла на шельфе. В геологическом прошлом эти линеаменты были в одних случаях зонами субдукции, в других — ограничением рифтов в срединном хребте палео-Тетиса [28]. Позднее эти линеаменты ограничивали рифтовые грабены (р. Черной и др.) или наложенные впадины типа Таиландской в Сиамском заливе. Данная система линеаментов продолжается далеко к юго-востоку, накладывая отпечаток на структуру шельфа Калимантана, котловины моря Сулавеси и другие районы. Именно с ней, вероятнее всего, связаны северо-западные простирания магнитных аномалий в Западно-Филиппинской котловине. Все это еще раз подтверждает гипотезу о существовании в этой котловине древнего, угасшего ныне центра разрастания океанической коры.

Разломы северо-восточной ориентировки представляют собой продолжение секущих нарушений аналогичного простирания в Западно-Австралийской котловине Индийского океана. Возникновение этой системы произошло, по-видимому, в позднеким-

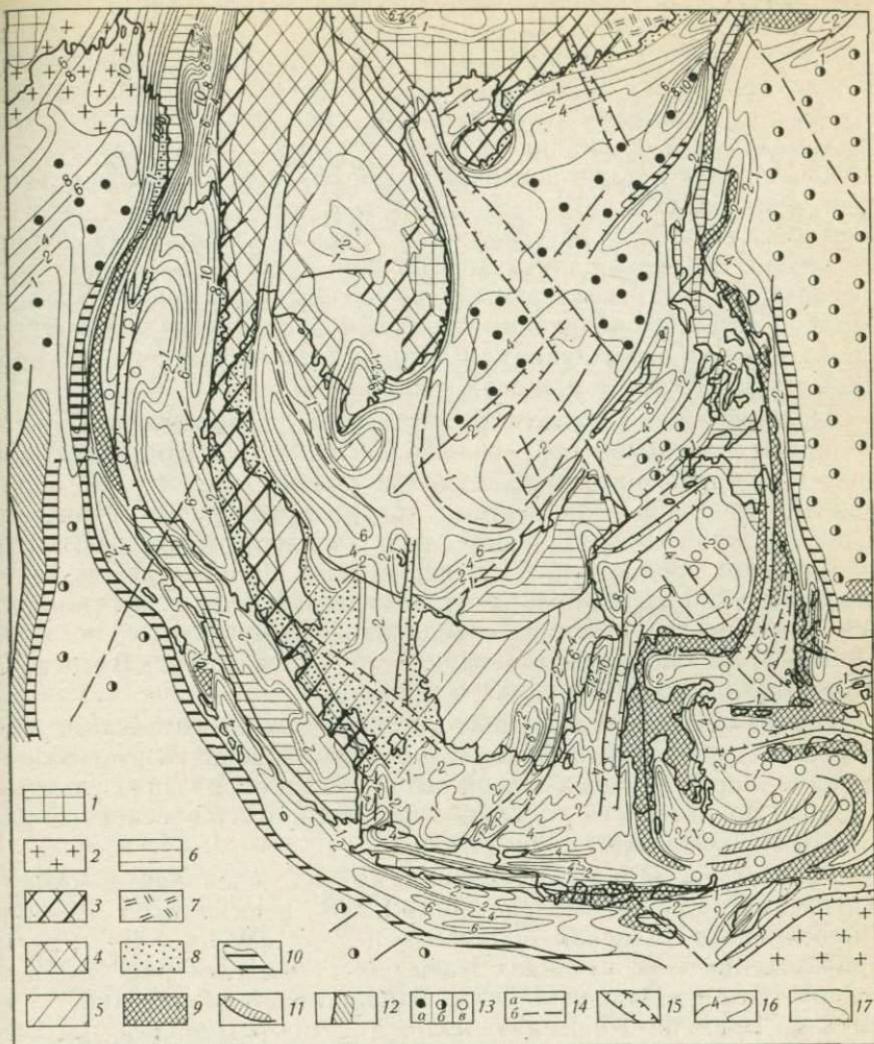


Рис. 20. Схема тектоники Индосинийско-Яванского региона.

Складчато-метаморфические и вулканогенные комплексы континентальной коры: 1 — архей-среднепротерозойские, 2 — то же; под осадочным чехлом, 3 — позднепротерозойско-раннепалеозойские; 4 — позднепалеозойские, 5 — мезозойские, 6 — раннекайнозойские, 7 — вулканиты, 8 — комплексы континентальной коры на морском дне; субконтинентальная, субокеаническая и океаническая кора: 9 — позднекайнозойский, преимущественно вулканогенный комплекс островных дуг, 10 — глубоководные желоба, 11 — подводные вулканогенные хребты; 12 — Восточно-Индоокеанский хребет с утолщенной океанической корой; 13 — возраст новообразованной океанической коры и субокеанической коры: а — позднепалеозойско-раннемезозойский, б — позднемезозойско-раннекайнозойский, в — позднекайнозойский; 14 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — рифты; 16 — изопахиты вулканогенно-осадочной толщи; 17 — предполагаемые контуры распространения субокеанической коры

мерийскую эпоху тектоно-магматической активности. С этой системой связаны рифт Натуна на шельфе Яванского моря, поперечные желоба в Южно-Китайской котловине, формирование геосинклинальных желобов на месте Палавана и Сулу, являющихся ныне горными сооружениями, связывающими структуры Калимантана и Филиппин, а также несколько более позднее новообразование коры в котловинах морей Сулу и Сулавеси. Следует предполагать, что рифтогенез в Южно-Китайской котловине был сложным, двустадийным. Первая стадия приходилась на позднегердинско-раннекиммерийский этап, когда раздвиговые деформации были поперечными по отношению к рифтам палеоТетиса. Затем на позднекиммерийском этапе разрастание коры происходило к северо-западу и юго-востоку от современной продольной оси Южно-Китайской котловины.

Протяженные линеаменты, связанные с островными дугами, обладают различной ориентировкой и являются самой молодой системой нарушений, наложенной порой на структуры более ранней генерации. Эта система контролирует рифты Макасарского пролива, Филиппинской дуги (внутридуговые рифты) и ее морского продолжения к северу и югу, вулканогенные хребты в море Банда, островные вулканические цепи и многие другие особенности строения Индосинийско-Яванского региона, имея в виду также зоны Заварицкого — Беньофа и тяготеющие к ним глубоководные желоба (см. рис. 20).

В эволюции глубоководных котловин Южно-Китайского, Сулавеси и других морей важную роль имело, вероятно, новообразование коры в зонах тройного сочленения разновозрастных рифтов. Возможность подобного процесса была обоснована ранее К. Барком и Дж. Дьюи [166].

Результаты морских геофизических исследований в Южно-Китайском море весьма способствовали выяснению строения Индосинийско-Яванской области в целом [258]. В первом приближении в ее пределах может быть выделен ряд суббассейнов: Северо-Индосинийский, Западно-Калимантанский, Сиамский, Восточно-Калимантанский и самостоятельный бассейн Сулавеси (см. рис. 20).

Северо-Индосинийский суббассейн включает Тайваньскую, Ханойскую, Меконгскую и Менамскую впадины. На юго-западе ограничивается окраинным поднятием, прослеженным М. Парком и др. [258]. Тайваньская впадина в тектоническом отношении рассматривается в качестве краевого прогиба перед фронтом одноименного альпийского сооружения. Орогенные формации прогиба представлены преимущественно морскими образованиями палеоген-неогенового возраста мощностью свыше 10 км. В западном направлении, на небольшом удалении от острова, мощность осадочной толщи сокращается менее чем до 1 км.

В межгорных впадинах герцинид и ранних каледонид вулканогенно-осадочную толщу кайнозойского возраста слагают континентально-морские терригенные породы с прослойями базальтов, туфов и туфопесчаников суммарной мощностью свыше 1500 м [27]. Наличие более древних горизонтов мезозоя и палеозоя лишь предполагается по аналогии с удаленными от моря районами Индосинийского массива.

Восточная окраина Северо-Индосинийского суббассейна существенно отличается по тектоническому строению от западной. Шельф и глубоководная котловина осложнены здесь системой субпараллельных желобов и хребтов, обладающих секущей по отношению к оси котловины юго-западной ориентировкой. По данным геофизических исследований самый восточный Западно-Лусонский желоб компенсирован седиментацией, а более западный Манильский отчетливо прослеживается в рельфе дна [236].

Кора в Манильском желобе океанического типа, но с сокращенной до 4—4,5 км мощностью третьего слоя. С запада Манильский желоб обрамлен еще одним подводным поднятием, где мощность чехла 1 км и менее. Сходство диады Манильский желоб — подводный хребет с островными дугами устанавливается по наличию резкого градиента аномалий в редукции Буге и изостатической. Все это вызывает представления о возможности внутреннего дробления Северо-Индосинийской литосферной плиты с образованием зоны подвига, наклоненной на восток. Западно-Лусонский желоб, напротив, более близок к структурам типа передовых прогибов, поскольку мощность чехла в его пределах достигает 4—4,5 км.

Западно-Калимантанский суббассейн выполнен терригенной молассой позднего мела — кайнозоя. Карбонатные образования, изредка рифогенные, имеют сугубо подчиненное значение и пользуются относительно ограниченным распространением. В морской части суббассейна в осадочной толще выделяются четыре этажа: верхний со скоростями около 2,0 км/с, далее 3,1; 4,6; 5,2—5,7 км/с. На шельфе под этой толщей на глубине 8 км залегает метаморфический фундамент, характеризующийся скоростями 6,2—6,7 км/с [177, 258].

Сиамский суббассейн (Таиландский бассейн, по [259]), располагающийся в одноименном заливе, представляет собой обширную впадину платформенного типа. Северо-восточный борт впадины относительно пологий, а юго-западный более крутой, ограниченный региональным нарушением, отделяющим ее от каледонских и киммерийских горных сооружений Малайского полуострова. Осадочная толща впадины залегает скорее всего на гетерогенном фундаменте, в составе которого участуют каледонские, раннегерцинские и киммерийские складчато-метаморфические и вулканогенные комплексы, залегающие на морском дне в прибрежных районах Сиамского залива. Предполагается,

что из общей мощности осадочной толщи в 10—12 км около 4,5 км приходится на образования палеозойского возраста 3,5 км на мезозой и до 4 км на отложения кайнозойской эры [177].

Верхняя часть разреза, представленная образованиями олигоцен-плейстоценового возраста, изучена при бурении на нефть. Мощность плейстоцен-плиоцена составляет всего 400 м, миоцена около 2 км, а олигоцена более 1 км. Породы дельтового, прибрежно-морского и мелководно-морского генезиса. В верхней части среднего миоцена установлено несогласие, выше которого скорости сейсмических волн составляют 2,1 км/с, а ниже — 3,5 км/с [259].

Восточно-Калимантинский бассейн охватывает моря Сулу, Сулавеси и Макасарский пролив. В свою очередь, он состоит из двух суббассейнов — Сулу и Сулавеси.

Суббассейн Сулу, совпадающий по местоположению с одноименной морской впадиной, обрамлен с северо-запада и юго-востока раннеальпийскими сооружениями Палавана и хребта Сулу. В строении этих хребтов участвуют эвгеосинклинальные комплексы доюрского (палеозойского²), юрского и мел-олигоценового возраста. В глубоководной котловине выявлено продольное поднятие вулканогенной природы, которое рассматривается как олигоцен-раннемиоценовая ось растяжения [153].

В разрезе моря Сулу по сейсмическим данным могут быть выделены три структурных подэтажа. Нижний, характеризующийся скоростями от 3,5—4,8 до 5,2 км/с, отвечает по периферии геосинклинальному комплексу палеогена и вулканогенным породам на дне котловины. Средний со скоростями 3,1—3,5 км/с представлен карбонатной и вулканогенно-осадочной формациями нижнего — среднего, а на отдельных участках и верхнего миоцена. Верхний, выделяемый по скоростям 1,9—2,0 км/с, соответствует современным рифам и аллювию. Структурные подэтажи разделяют региональные несогласия [252].

Суммарная мощность вулканогенно-осадочной толщи миоцен-плейстоценового возраста достигает 8 км, причем осевая зона осадочного бассейна смешена от центра котловины к краевому плато вблизи Палавана.

Бассейн Сулавеси охватывает одноименную морскую впадину, Макасарский пролив и восток Калимантана. В тектоническом отношении юго-западная окраина бассейна, находящаяся на Калимантане, представляет предгорный прогиб мезозоид.

Глубинное строение собственно моря Сулавеси по сейсмической характеристике аналогично морю Сула. Еще одна черта, сближающая по строению эти две морские впадины, — увеличение мощности самого нижнего структурного подэтажа от центральных районов глубоководных котловин к складчато-геосинклинальному обрамлению (см. рис. 13).

Осадочная толща, выполняющая предгорный прогиб, представлена отложениями от эоценового возраста до четвертичного и достигает мощности 10—15 км. В ее составе участвуют формации мелководно-морского, прибрежно-морского и континентального генезиса. При преобладающей роли терригенных пород встречаются тонкие прослои известняков (нижний — верхний миоцен), лигнитов, углей и туфов (плиоцен).

Таким образом, осадочные бассейны, сформировавшиеся в морях Индосинийско-Филиппинского региона, различаются между собой по глубинному строению литосферы, стратиграфическому объему вулканогенно-осадочной толщи и ее формационному составу, распределению суммарной мощности этой толщи и нижней части разреза, выделяемой по скоростям сейсмических волн от 3,7 до 5,5 км/с. По природе эта нижняя часть разреза представляет собой в одних случаях (котловины Филиппинского моря, моря Банда и др.) генетический аналог второго слоя океанической коры, в других — вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплексы островных дуг, в третьих (шельф Южно-Китайского и Яванского морей) — осадочные и вулканогенно-осадочные формации выполнения межгорных и платформенных (Сиамский суббассейн) впадин.

Отмеченные различия вызваны длительной и сложной эволюцией региона в целом, особенности которой применительно к морским впадинам могут быть разобраны только в сопоставлении с другими окраинными и внутренними морями Земли. По возрасту новообразованной коры внутренние моря региона представляют собой следующий ряд: Южно-Китайская котловина (ранний мезозой), Филиппинское море (олигоцен — ранний миоцен), моря Сулу и Сулавеси (миоцен), моря Флорес и Банда (поздний миоцен? — плиоцен).

Новогвинейско-Новозеландский регион протягивается от северо-западного шельфа Австралии до островов Тонга на востоке и Новой Зеландии совместно с дугой Маккуори на юго-востоке. Морские впадины в его пределах разнообразны по тектонической позиции и глубинному строению. Особенно это относится к окраинным морям, которые приурочены к трем различным тектоническим ситуациям: области сочленения древних (альпийские сооружения Тимора и Новой Гвинеи) и современных (континентальный склон Индийского океана и внутренняя дуга Флорес — Танимбар) океанических окраин — Арафурское и Тиморское моря; переходной области от древних (герциниды востока Австралии и альпиды Новой Гвинеи) к современной (Новогебридская дуга) активной окраине — Коралловое море; области внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов — Тасманово море. Во внутренней области современных активных окраин находятся моря Новогвинейское, Соломоново и Фиджи.

Изученность глубинного строения морей весьма неравномерная и обобщающие сводки по региону в целом отсутствуют. Наиболее полные данные по отдельным вопросам или районам опубликованы в работах по сейсмичности и тепловому потоку [178, 184, 242]; по определению мощности литосферы во внутренних районах Австралийской платформы и Арафурского моря [192, 232, 276]; по структуре осадочного чехла на значительной площади в Арафурском и Тиморском морях, а также в Бассовом проливе [284]; по результатам сейсмических исследований методом преломленных волн [95, 188, 191, 197, 253]; по аномалиям магнитного поля в Тасмановом море [207] и на отдельных участках морей Соломонова и Фиджи [99, 120, 172, 230]; по результатам глубоководного бурения в морях Коралловом, Тасмановом и Фиджи [257].

Окраинные моря региона отличает от внутренних прежде всего почти полная асейсмичность большей части их площади. Распространение ареалов сейсмичности в пределы окраинных морей имеет место на северо-западе Арафурского моря, краем северо-востоке Кораллового моря и юго-востоке Тасманова моря. Области сейсмичности генетически связаны с островными дугами — Флорес — Танимбар, Новогебридской, Маккуори. Напротив, ареалы повышенного выделения сейсмической энергии охватывают почти всю площадь морей Новогвинейского и Соломонова, а также с запада и востока обрамляют обе котловины моря Фиджи. В отличие от двух других рассмотренных выше регионов в ориентировке ареалов не замечается по-перечных по отношению к островным дугам простираций (см. рис. 6).

Направление проникновения в мантию сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньофа также своеобразно. Вдоль альпийских сооружений Новой Гвинеи, на южном обрамлении Соломоновой дуги, в районах островных дуг Новой Кaledонии, Новых Гебрид и Маккуори эти зоны направлены в противоположную сторону от котловин рассматриваемых морей. Арафурское и Тиморское моря практически вообще не сопряжены с сейсмофокальными зонами, поскольку от альпийских сооружений Тимора и дуги Флорес — Танимбар они отделены рифтом Тиморского желоба, где такая зона отсутствует. В области северной котловины моря Фиджи сейсмофокальные зоны проникают в мантию с двух сторон — с востока от дуги Кермадек — Тонга и с запада от дуги Новых Гебрид. Аналогичные условия установлены и для междуговой котловины Соломоновых островов. В такой геодинамической обстановке — своеобразие морей Новогвинейско-Новозеландского региона.

Схема распределения теплового потока может быть намечена только для морских впадин, находящихся к востоку и северо-востоку от Австралии (см. рис. 7). Здесь на фоне преобладания слабо повышенного потока со значениями от 1,2 до

1,8 мкал/см²·с существует частое мозаичное чередование ареалов теплового потока со значениями более 2,4 и менее 1,2 мкал/см²·с. При сложной картине теплового поля оно все же обладает определенными коррелятивными связями с глубинным строением морей. Подавляющее большинство ареалов интенсивного потока со значениями выше 2,4 мкал/см²·с тяготеет либо к котловинам морей внутренней области современной активной окраины Тихого океана, либо к междуголовым котловинам, представляющим собой позднекайнозойские рифты. Подобная тектоническая трактовка междуголовых котловин предлагалась ранее Е. Е. Милановским [79] и Д. Каигом [221]. Отдельные изолированные ареалы теплового потока со значениями выше 1,8 мкал/см²·с могут быть выделены в Коралловом море, где они разбросаны на значительном удалении друг от друга. Нормальный тепловой поток, по-видимому, характерен для глыбовых хребтов Лорд-Хау и Норфолк, а небольшие ареалы с такой же интенсивностью выявляются в Тасманово-морской и Новокaledонской котловинах; последняя разделяет упомянутые два хребта.

Существенный интерес представляет аномальное явление повышенного теплового потока в асейсмичной области Коралловоморской котловины, тем более, что скорости на разделе Мохоровичча достигают здесь 8,2 км/с (табл. 5). Такие скорости, как известно, свидетельствуют о некотором уплотнении вещества верхней мантии, а отнюдь не о разуплотнении, характером для областей повышенного теплового потока. На вероятность уплотнения вещества верхней мантии в районе Коралловоморской котловины указывал и А. Г. Гайнанов [25], оперируя результатами комплексного анализа поля силы тяжести. По его мнению, процессы уплотнения могли вызвать изостатическое погружение крупного блока литосферы и образование Коралловоморской котловины. Правомерность этого заключения, равно как и генетическая зависимость подмеченной аномалии, будут рассмотрены далее в сопоставлении с материалами по другим окраинным и внутренним морям.

Мощность литосферы в регионе может быть оценена лишь весьма приближенно (см. рис. 8). На Австралийской платформе она выше 100 км и, может быть, достигает 300 км. Сокращение мощности происходит в направлении к Арафурскому морю, намечается в котловинах морей внутренней области современных активных окраин и в островных дугах. Таким образом, по комплексу показателей (сейсмичность, тепловой поток, мощность литосферы) обнаруживается, что в данном регионе внутренние моря сходны по современной геодинамической обстановке, а окраинные, напротив, существенно различны.

Среди окраинных морей выделяются Арафурское и Тиморское, почти на всей площади приуроченные к коре континентального типа. С этих двух морей, представляющих единую

Таблица 5

Сопоставление упругих свойств (км/с) вулканогенно-осадочного чехла и
по материалам 95, 188,

Структурные этажи в чехле и основные слои консолидированной коры	Новогвинейское море		Соломоново море		
	1*	2	3	4	5
Альпийский	4,0 5,3—5,7	2,0 4,0**	2,0 4,0—4,9	2,0 2,3—2,4 3,8—4,0**	2,3—3,5
Киммерийский	—	—	—	4,9—5,6** —	5,2—5,4**
Герцинский	—	—	—	—	—
Складчато-метаморфические комплексы	—	—	—	—	6,7—6,9
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфе	6,5—6,8 7,2—7,8	6,1 6,5—7,2	6,4—7,0	6,5—6,7	5,7—6,1
Раздел Мохоровичича	8,3	7,9—8,3	7,9—8,0	7,7—8,0	8,0

* Структурные элементы: 1 — дуга, 2 — котловина, 3 — Соломонова дуга, 4 — котловина, 9 — шельф, 10 — котловина, 11 — котловина, 12 — хребет Лорд-Хау.

** Вероятный аналог второго слоя океанической коры; знак «минус» — отсутствие

Северо-Австралийскую область прогибания, и представляется рациональным начать рассмотрение структуры и состава осадочной толщи.

Контуры Северо-Австралийской области прогибания определяются достаточно четко. На юго-западе она ограничена по-перечным приподнятым блоком Асмор-Сахул, на востоке субмеридиональное поднятие Бессел отделяет ее от впадины Ка-румба в заливе Карпентария, тяготеющей к осадочному бас-сейну Кораллового моря. Северо-западным обрамлением слу-жит Тиморская островная дуга. В структурном отношении дан-ная область состоит из трех крупных впадин, двух платфор-менных — залива Бонапарта и Арафурской, и орогенной — Но-вогвинейского предгорного прогиба. Впадины отделены друг от друга горстовыми поднятиями фундамента северо-западной ори-ентировки. От Тиморского желоба, разделяющего платформен-ную часть Северо-Австралийской области и Тиморскую дугу, указанная система впадин отделена поднятием Сахул (рис. 21).

консолидированной коры в морях Новогвинейско-Новозеландского региона [191, 197, 253, 272, 273].

Море Фиджи			Коралловое море		Тасманово море	
6	7	8	9	10	11	12
2,2 3,3 5,0—5,5	2,2 4,4**	2,7 4,5**	2,3 2,4—3,8	2,1—2,3 3,3—3,9	2,2—2,4 3,6	2,2 3,2—3,7
—	—	—	5,3—5,4	4,6—4,9**	5,3—5,6**	3,7—3,9**
—	—	—	5,4—5,7 (?)	—	—	—
—	—	5,9—6,0	5,9—6,2	—	—	5,9—6,1
6,5 6,8—6,9	6,0	6,7	6,3	6,5—6,8 7,6	6,9	6,7—6,8
7,8	8,1—8,3	7,7		8,2	7,8	7,7—8,0

на, 5 — плато Онтонг-Джава, 6 — дуга Фиджи, 7 — южная котловина, 8 — хребет Норфолк, склон в разрезе.

Эволюция Северо-Австралийской области прогибания началась в раннем палеозое вследствие возникновения рифтов (залива Бонапарта, Арафурского), поперечных к восточной области палео-Тетиса в районе Тимора. На протяжении всего раннего палеозоя накапливались преимущественно грубообломочные породы орогенных формаций континентального и морского происхождения. Однако уже в девоне морской бассейн на отдельных участках был глубоководным, поскольку рифовые массивы обрамляли районы накопления эвапоритов. К концу девона, а кое-где в раннем карбоне прогибание было компенсировано осадконакоплением. В дальнейшем седimentация проходила в прибрежно-морской и мелководно-морской обстановке. Средний — верхний палеозой и мезозой представлены морской глинисто-песчаной, угленосной паралической и вулканической-осадочной формациями. При этом в интервале от позднего триаса до ранней юры включительно, а затем в раннем кайнозое возобновлялось соленакопление, однако судить о рас-

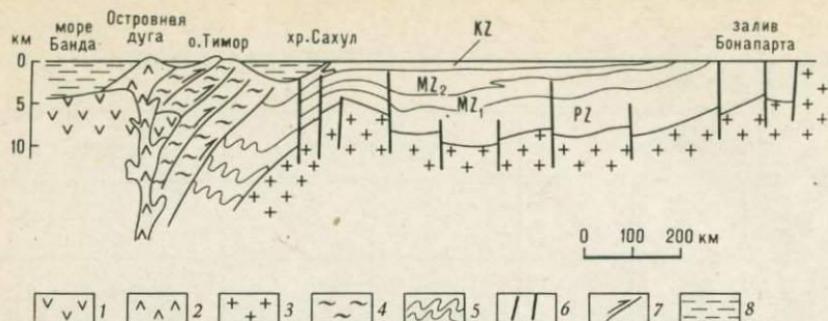


Рис. 21. Сейсмологический профиль через Тиморское море. По Б. Веррис, 1973 г.

1 — океаническая кора; 2 — вулканогенный комплекс островной дуги; 3 — складчато-метаморфический комплекс континентальной коры; 4 — осадочный чехол древнего континентального подножия; 5 — вулканогенно-осадочный комплекс древней островной дуги; 6 — разломы; 7 — надвиги; 8 — море

пространении этих отложений и их значении в разрезе Тиморского и Арафурского морей пока не представляется возможным. В составе кайнозоя участвуют платформенная терригенная и грубообломочная орогенная формации, последняя выполняет Новогвинейский предгорный прогиб. Суммарная мощность осадочной толщи достигает в платформенных впадинах 10 км, а в предгорном прогибе 4—6 км [293].

Коралловое море отличается от Тиморского и Арафурского морей прежде всего наличием глубоководной котловины и несколько меньшей мощностью осадочной толщи, не превышающей, по-видимому, 6—8 км. Следует иметь в виду, что одиночным зондированием в центральной части Кораллового моря суммарная мощность слоев со скоростями 2,11 и 4,16 км/с была определена в 12,5 км [272]. В дальнейшем было установлено, что раздел Мохоровичча в структурном плане представляет резкий диапир, связанный обратным соотношением с кровлей третьего слоя коры в котловине. Скорости на этом разделе составляют 8,2 км/с. В толще, залегающей на третьем слое, было выявлено три горизонта (рис. 22) со скоростями 2,1; 3,3; 4,1—4,6 км/с, а на шельфе и подводном плато Квинсленд — еще один горизонт со скоростью 5,1—5,4 км/с [188].

Стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов может быть осуществлена несколько условно. Альпийский этаж состоит из двух подэтажей: верхнеэоцен-плейстоценового (2,1—2,3 км/с) и верхнемелового — среднеэоценового (3,3—3,9 км/с). Киммерийский этаж (4,6—4,9 км/с) охватывает образования юры — нижнего мела и отсутствует в восточных районах котловин. Герцинский этаж (5,4—5,7 км/с) выделяется лишь на шельфе Австралии, включая плато Квинсленд. Структурные этажи залегают несогласно по отношению друг к другу,

а самый нижний из них выклинивается к подножию континентального склона.

По данным глубоководного бурения намечаются некоторые черты формирования Коралловоморской котловины. В палеогеновое время палеогеографическая обстановка на разных ее участках была неоднозначной. В центральной части котловины в раннем — среднем эоцене происходила седиментация преимущественно терригенно-известковистых и терригенных осадков, изредка прерывавшаяся поступлением грубообломочного материала. В позднем эоцене карбонатное осадконакопление сопровождается образованием кремней (несколько более молодой аналог горизонта *A* в Карибском море), а с олигоцена до плейстоцена включительно преобладает накопление терригенных илов (рис. 23). На континентальном склоне подводного плато Квинсленд (южное обрамление котловины) в среднем — позднем эоцене морской бассейн был значительно менее глубоководным, поскольку пески и песчаники содержат зерна глауконита. Одновременно в позднем эоцене начинается кремненакопление, а с олигоцена, после регионального для юго-западной окраины Тихого океана перерыва, литологический состав осадков в центральной и южной частях котловины становится идентичным [219].

На востоке Кораллового моря, в области Новогебридской котловины, находящейся между одноименным архипелагом и островами Лойялти, был вскрыт существенно иной разрез. Непосредственно на базальтах интрутированных габбро здесь залегают алевролиты, песчаники и вулканический конгломерат среднезоценового возраста, перекрытый песчаниками позднего эоценена мелководно-морского генезиса. Выше находятся мергели, илы и пеплы уже глубоководного генезиса с возрастным интервалом от второй половины позднего эоценена до плейстоцена. Обращает внимание, что

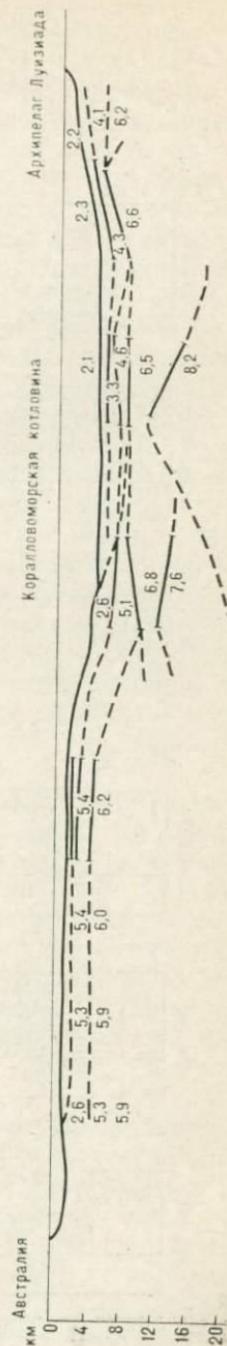


Рис. 22. Сейсмический профиль через Коралловое море [188]

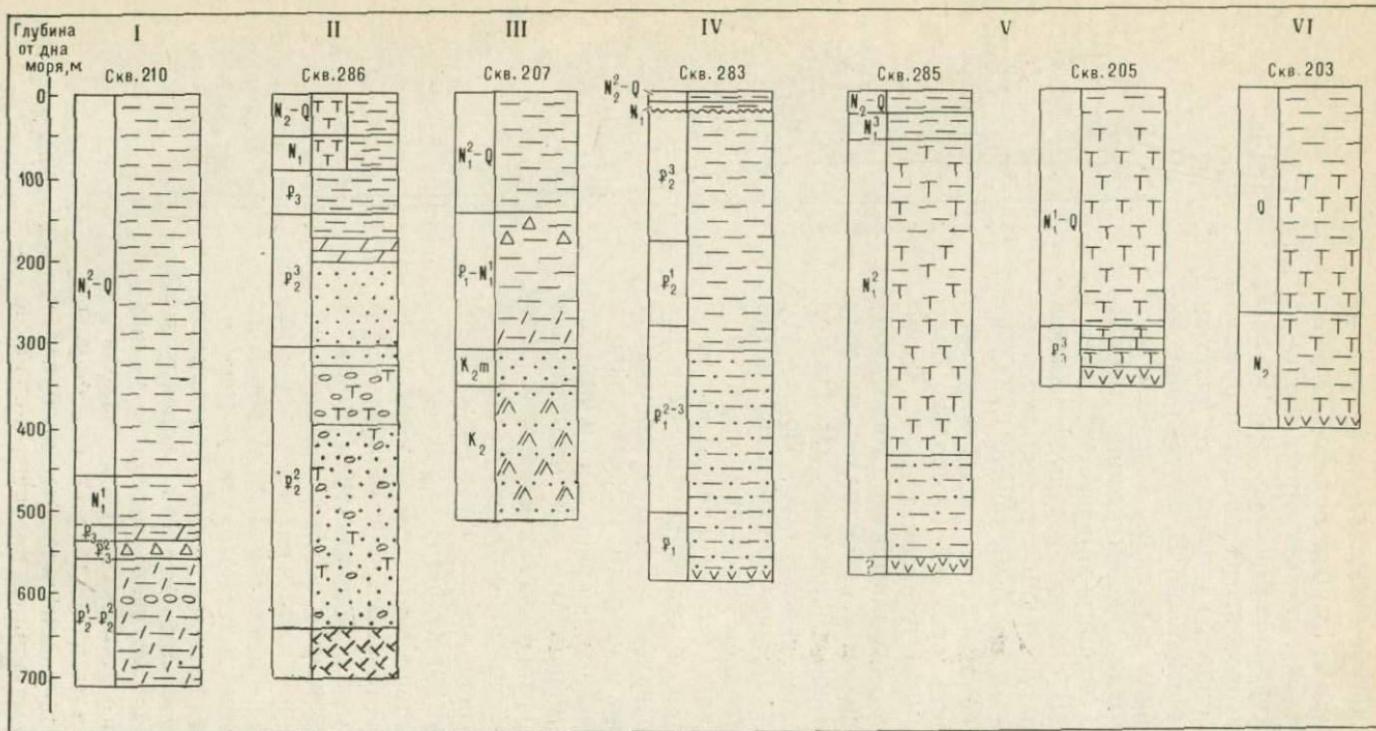


Рис. 23. Схема сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения в Новогвинейско-Новозеландском регионе [219]. Котловины: I — Коралловоморская, II — Новогебридская, III — юг хр. Лорд-Хау; IV — Тасмановоморская, V — Южно-Фиджийская, VI — Лая

Условные обозначения см. рис. 11

мощность олигоцен-плейстоценового комплекса в Новогебридской котловине в 3,5 раза меньше, чем в Коралловоморской, напротив, мощность позднего эоцена — олигоцена в 4 раза больше (см. рис. 23).

Возраст Коралловоморской котловины был определен ранее как позднеэоценовый [198]. Для выяснения правомерности этого заключения необходимо сопоставить данные по геологии обрамления Кораллового моря с материалами глубоководного бурения. В этом плане прежде всего следует напомнить тезис, выдвинутый Д. Аронсоном и Г. Тилтоном [148] на основания определения возраста в 670 млн. лет зерен циркона из сеноманских отложений Новой Каледонии, о былом существовании погруженной ныне суши — «платформы Кораллового моря». Предполагается, что эта «платформа» была источником размыва и сноса продуктов выветривания кислых пород от позднего докембрия до позднего мела включительно. Косвенное подтверждение этот тезис получает в особенностях геологической истории северного обрамления Кораллового моря — заливов Папуа и Карпентария, северо-восточного шельфа и краевого плато Квинслэнд. В этих районах области сноса преобладали на протяжении почти всего мезозоя [151, 164]. Вблизи залива Папуа их положение на данном промежутке времени неоднократно менялось. Одновременно вдоль северо-восточного побережья залива возникает рифтогенный трог Оурэ, продолжением которого уже в Коралловом море ныне является трог Флай Ривер. Именно в зоне этих двух трогов оказывается максимальной и мощность нижней части разреза осадочной толщи со скоростями 4,6—5,4 км/с (см. рис. 13).

В раннем мезозое в теле палеозойского фундамента северо-восточного шельфа Австралии также происходит образование системы трогов — Квинсленд, Таунсвилл и др., отделяющих плато Квинсленд от складчато-геосинклинальной системы Ходжкинсон. Седиментация сначала в паралической, а затем в мелководно-морской обстановке происходит в трогах северо-западного и северо-восточного обрамления Кораллового моря еще в мезозое, однако региональное погружение начинается с раннего эоцена. Еще несколько ранее, в конце позднего мела, мелководно-морские условия седиментации распространяются на впадину Карумба в заливе Карпентария.

Таким образом, расчленение «Коралловоморской платформы», а точнее срединного массива палеозойских геосинклиналей востока Австралии, Новой Гвинеи, Новой Каледонии и Новой Зеландии разломами и рифтами на отдельные блоки было скорее всего длительным и многостадийным. Наиболее древняя, субмеридиональная система разломов возникла, по-видимому, в конце протерозоя — начале палеозоя. По сути дела, она контролировала распространение геосинклинальных трогов с океанической корой, превратившихся затем в складчатые сооруже-

ния. Эта же система, может быть, предопределила контуры глыбовых хребтов Лорд-Хау, Норfolk и др., а также положение некоторых будущих островных дуг — Новокаледонской и Новогебридской. В начале мезозойской эры началось расчленение «Коралловоморского срединного массива» с байкальским фундаментом системами поперечных рифтов на отдельные блоки. Этими блоками, разобщенными ныне на значительные расстояния, являются, вероятно, плато Квинсленд, хребты Лорд-Хау и Норfolk. Во второй половине, а может быть, в конце мезозоя возникает система трансформных разломов северо-восточной ориентировки, обусловленная горизонтальными напряжениями в коре и мантии, вызванными разрастанием океанической коры в Восточно-Тихоокеанском внутриокеаническом подвижном поясе и его Тасмановоморском ответвлении. Пространственные взаимосвязи разломов этих двух областей очевидны. Северо-восточные разломы расчленили хребты Лорд-Хау и Норfolk на отдельные секторы и вызвали их сдвиговые перемещения относительно друг друга (см. рис. 12, 15).

Представляется важным, что горизонтальные движения могли смениться вертикальными в начале кайнозойской эры, а в позднем эоцене, как это и предполагалось [198], оформляются контуры Коралловоморской котловины. Тем не менее устойчивая седиментация в глубоководной обстановке начинается лишь со среднего миоцена.

Тасманово море возникло, вероятно, несколько ранее Кораллового, поскольку на хребте Лорд-Хау осадконакопление происходило уже в палеогене [219]. Примечательная черта строения этой морской впадины заключается в изменении вкрест профиля в одном и том же сейсмическом горизонте скоростей упругих волн от 5,6—6,1 км/с на хребтах Норfolk и Лорд-Хау до 5,3—5,6 км/с в Тасмановоморской и Новокаледонской котловинах. Одним из возможных объяснений этого изменения может быть предположение, что разрешающая способность морской сейсморазведки оказалась в данном случае недостаточной для картирования замещения по латерали метаморфических образований гранито-гнейсового слоя на упомянутых хребтах вулканогенными породами второго слоя океанической коры в котловинах.

Сложным и не совсем понятным является также соотношение второго и третьего слоев океанической коры в Тасмановоморской котловине. Третий слой (скорости 6,8—6,9 км/с) в западном направлении от центра котловины сокращается в мощности от 15 км до полного исчезновения из разреза, а его замещает сейсмический горизонт со скоростью 5,6 км/с (второй слой коры), ниже которого находится непосредственно верхняя мантия, выделяемая по скорости 7,8 км/с (рис. 24). Не исключено, конечно, что эти соотношения вызваны только своеобразием петрографического состава слоев.

В осадочном чехле могут быть выделены альпийский и киммерийский структурные этажи. Первый состоит из двух подэтажей: палеоцен-плейстоценового (скорости 2,2—2,4 км/с) и верхнемелового (скорости 3,2—3,7 км/с). Киммерийский этаж охватывает на шельфе образования юры—нижнего мела (по сути дела, его становление здесь завершается в палеоцене), а в котловине отсутствует. Этажи далеко не всегда залегают согласно, отражая отчетливые следы разнонаправленных подвижек блоков. Эти подвижки оказались, видимо, в том, что подошва осадочной толщи в Тасмановом море приподнята приблизительно на 1,0 км по отношению к ее залеганию на шельфе.

Геомагнитные съемки в Тасмановоморской котловине выявили систему полосовых аномалий, обусловленных внедрением в позднемеловую эпоху субмеридионального ответвления Восточно-Тихоокеанского внутриокеанического подвижного пояса [207]. Эти материалы подтвердили некоторые более ранние палеотектонические реконструкции, трактовавшие происхождение Тасманова моря в результате горизонтальных перемещений Австралийской и Новозеландской плит. Начальная стадия эволюции Тасмановоморской котловины характеризовалась возникновением систем рифтов, поперечных к ее оси, а также специфическим для рифтогенеза основным магматизмом (излияния базальтов, дайки долеритов). Определения возраста долеритов дали значения в 160 млн. лет [203, 289].

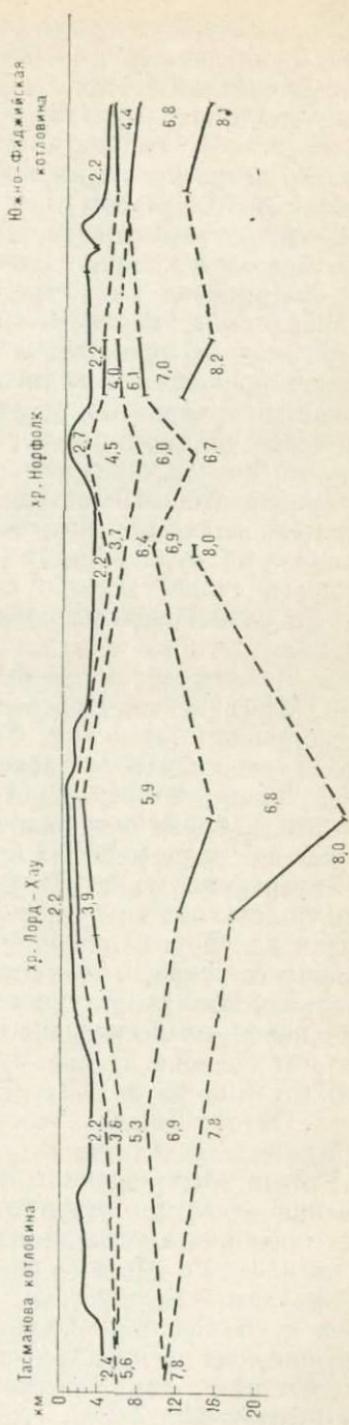


Рис. 24. Сейсмический профиль через Тасманово море [273]

Перемещения сопровождались достаточно интенсивными вертикальными движениями блоков на окраинах Тасманова моря, которые оказались здесь в формировании относительно узких, вытянутых вдоль подножия континентального склона осадочных бассейнов, выполненных осадочной толщей юрско-кайнозойского возраста суммарной мощностью до 4—5 км. Движения блоков по разломам происходили в обратных направлениях, что доказывается историей формирования осадочной толщи в Бассовом проливе (впадина Гипсленд) и на хребте Лорд-Хау. Во впадине Гипсленд от поздней юры до палеоцена накапливались грубообломочные породы континентального происхождения, а лишь затем мелководно-морские образования. Дальше подножия континентального склона допозднемеловые образования, вероятно, не распространяются, а в вышележащем комплексе уплотненные породы замещаются глубоководными, неуплотненными осадками. Последние залегают непосредственно на втором слое океанической коры. На хребте Лорд-Хау мелководно-морские образования маастрихтского яруса залегают на вулканогенных породах риолитового состава, излившихся скорее всего в субазральной обстановке. Выше находятся глубоководные осадки палеоценового возраста (см. рис. 24).

Еще одним обломком былой крупной континентальной плиты в Новогвинейско-Новозеландском регионе, но с позднепалеозойско-раннемезозойским фундаментом является Новозеландское краевое плато. Осадочный чехол плато представлен позднемезозойскими и кайнозойскими породами, мощность которых достигает вблизи островов Новой Зеландии 3—4 км и сокращается до 1 км и менее за пределами плато.

Внутренние моря — Новогвинейское, Соломоново и Фиджи наряду со сходством геодинамической обстановки существенно близки по упругим свойствам земной коры и ее вулканогенно-осадочного чехла, в том числе и по сейсмической характеристики альпийского структурного этажа, состоящего из трех подэтажей: неоген-плейстоценового (2,3—2,4 и 2,0 км/с), олигоценового (от 3,3—3,4 до 3,8—4,0 км/с) и верхнемелового — эоценового (от 4,0—4,9 до 5,2—5,4 км/с). Следует учитывать, что на плато Онтонг-Джава в состав нижнего подэтажа входят осадки и апт-альба.

Раздел Мохоровичча в этих морях характеризуется чередованием участков разуплотнения и уплотнения вещества верхней мантии, что устанавливается по изменению скоростей от 7,7 до 8,3 км/с. Первые из них приурочены преимущественно к внутренним и междугловым котловинам. Именно этим чередованием и объясняется, по-видимому, отмеченный выше мозаичный рисунок распределения теплового потока. Третий слой коры состоит из двух сейсмических горизонтов — нижнего со скоростями от 6,5—7,2 до 7,2—7,8 км/с и верхнего со скоростями

от 6,0—6,1 до 6,4—7,0 км/с. На этом слое в основании разреза вулканогенно-осадочной толщи залегает горизонт со скоростями от 4,0 до 5,0—5,5 км/с, который слагают преимущественно вулканогенные образования. В большинстве случаев он относится к нижнему подэтажу альпийского структурного этажа, а на плато Онтонг-Джава (Капингамаранги) и в котловине Соломонова моря, может быть, к самым верхам киммерийского этажа (верхний мел). Плато Онтонг-Джава, находящееся, подобно Новозеландскому, в Тихом океане и отделенное от Соломонова моря одноименной островной дугой, отличает утолщенная до 35—40 км мощность земной коры, почти нацело представленной сейсмическими горизонтами со скоростями 6,5—6,7 и 5,2—5,4 км/с. Более высокоскоростной из них является, по-видимому, третьим слоем океанической коры, а вышележащий, с менее высокими значениями скоростей — вторым слоем. Мощность чехла на плато Онтонг-Джава нарастает к Соломоновой дуге до более 4 км. В его основании находятся известняки, кремнистые известняки и туфы апт-среднеэоценового возраста, поздний эоцен — плейстоцен слагают нанно-фораминиферовые илы и мел с прослойками пеплов [219, 197].

Л. И. Красный рассматривает плато Онтонг-Джава, поднятия Шатского и Обручева, хребет Манихики и др. в качестве особой категории тектонических структур с утолщенной океанической корой, характерной для западной области ложа Тихого океана.

Максимальная суммарная мощность вулканогенно-осадочной толщи, достигающая 10 км, присуща внутридуговым осадочным бассейнам Соломоновых островов и Новогебридскому, минимальная в 2—4 км — аналогичным бассейнам на севере островов Фиджи и у островов Тонга. Во внутренних котловинах морей Новогвинейского, Соломонова, Фиджи осадочный чехол представлен преимущественно неуплотненными глубоководными осадками, о чем свидетельствуют скорости упругих волн около 2 км/с. Stratиграфический диапазон осадков даже в пределах одной морской впадины (например, моря Фиджи) изменяется от позднего олигоцена до миоцен-плиоцена, а в составе преобладают пеплы, чередующиеся с прослойями терригенных илов (см. табл. 5, рис. 23).

Осадочные бассейны, выполненные уплотненными породами мощностью до 2—3 км, находятся в краевых частях котловин, вблизи островных дуг. Распространение нижней части разреза чехла (скорости от 4,0 до 5,5 км/с) и распределение мощности в этих бассейнах и за их пределами не менее своеобразны. Максимальная мощность, составляющая от 2 до 5 или более 5 км, устанавливается в островных дугах или во внутренних вулканогенных хребтах (например, в северной котловине моря Фиджи), минимальная (1—1,5 км) во внутренних глубоководных котловинах, причем на отдельных участках эти слои от-

существуют и неуплотненные осадки залегают непосредственно на породах третьего слоя (см. рис. 12, 23).

Для суждений о вероятной направленности эволюции и возрасте коры глубоководных котловин необходимо привести краткие сведения по геологии каждого из морей в отдельности и обрамляющих их островных дуг.

Новогвинейское море полукольцом окружает система островных дуг — Новоирландская, Новобританская и др., развитие которых началось в эоцене, а иногда в олигоцене. В миоцене район Новогвинейского моря испытывал интенсивное погружение, что устанавливается по мощным рифовым известнякам, приподнятым ныне в зоне островной дуги на высоту 2000 м. Еще одна особенность этой морской впадины заключается в наличии пояса мелкофускусных (гипоцентры на глубинах до 70 км) землетрясений широтной ориентировки, пересекающего центральную часть Новогвинейской глубоководной котловины (пояс Соронг). В пределах данного пояса осадочный чехол пользуется прерывистым распространением, а его мощность не превышает первых сотен метров. По комплексу показателей, в том числе и полосовым аномалиям магнитного поля, пояс Соронг рассматривается в качестве поздненеогеновой оси разрастания океанической коры в данной котловине [120, 172].

В строении района Соломонова моря наблюдаются черты сходства и различия с Новогвинейским морем. Сходство заключается в наличии аналогичной зоны, но несколько более глубоких (гипоцентры на глубинах до 100 км) землетрясений, протягивающейся вдоль котловины Вудларк, занимающей юго-западную часть Соломонова моря. Рельеф дна котловины сложный, характеризующийся сочетанием хребтов и трогов, причем последние рассматриваются в качестве рифтов. В пользу данного представления свидетельствуют образцы толеитовых базальтов, полученные при драгировании в одном из трогов. По составу эти базальты почти не отличаются от пород рифтовых зон Срединно-Атлантического и Индоокеанского хребтов [241].

Черты различия определяются особенностями строения дуги Соломоновых островов, заключающимися в существенном омоложении возраста и изменении формационного состава вкрест ее простирания. В основании северо-восточной (Тихоокеанской) зоны этой дуги находится вулканогенный комплекс, аналогичный по составу океанической коре. Выше залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные терригенные формации позднемелового — кайнозойского возраста, накапливавшиеся в различных условиях — до среднего эоцена включительно в глубоководных, а затем в мелководно-морских. Юго-западная, внутренняя зона сформировалась позднее, вероятно, в конце второй половины кайнозойской эры. Здесь распространены базальтовые лавы различного типа, а осадочные и вулканогенно-осадочные формации отсутствуют.

Новогебридская дуга моложе Соломоновой, поскольку образования древнее позднего олигоцена отсутствуют. Вулканогенный хребет, аналогичный по природе юго-западной зоне Соломоновой дуги, занимает в данном случае центральное положение, а антиклиниории, сложенные вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, располагаются от него к востоку и западу. В отличие от северо-восточной зоны Соломоновой дуги существенная роль в строении этих антиклиниориев принадлежит карбонатной, рифовой формации [170, 244].

В основании разреза дуги Фиджи находится деформированный и метаморфизованный комплекс вулканических и осадочно-вулканогенных пород эоцен-раннемиоценового возраста, прорванный интрузиями щелочных и основных пород. По мнению В. Дикинсона (Dickinson, 1967 г.) и Ю. М. Пущаровского [106], данный комплекс соответствует ранней стадии формирования континентальной коры на основе океанической. Выше с несогласием залегает карбонатно-терригенная формация преимущественно мелководно-морского происхождения. Эта формация охватывает возрастной интервал от среднего миоцена до плиоцена, а ее суммарная мощность свыше 2000 м. Осадочные бассейны островов Фиджи (Блич Уотер, Виту Леву и др.) осложнены разрывными нарушениями и горстовыми поднятиями фундамента [233].

В южной глубоководной котловине моря Фиджи еще в палеогене накапливались терригенные мелководно-морские отложения, и только после перерыва в седиментации в раннем миоцене обстановка изменилась на глубоководную [219, v. 21]. Кстати, почти синхронный по времени перерыв фиксируется и в разрезе островов Фиджи.

Еще один осадочный бассейн на востоке моря Фиджи тяготеет к дуге Тонга. В тектоническом отношении он представляет относительно узкую межгорную впадину, обрамленную с запада поднятием Колвилл-Лау и с востока антиклиниорием дуги Тонга — Кермадек. Вулканическое основание дуги перекрыто осадочными породами позднемиоценового — плейстоценового возраста. Здесь же имеются плейстоценовые рифовые массивы. Вулканогенно-осадочный чехол мощностью до 2 км резко выклинивается при приближении к поднятиям, нивелируя очень сложно построенный вулканический рельеф, изобилующий естественными карманами-ловушками для осадочного материала.

В целом осадочные бассейны в окраинных и внутренних морях Новогвинейско-Новозеландского региона весьма разнообразны по геологическому строению. Наиболее древним является Северо-Австралийский, формировавшийся в условиях пеприкатонных опусканий на протяжении всего фанерозоя. Весьма близок к нему по стилю эволюции и вероятному формационному составу вулканогенно-осадочного чехла Коралловоморской, но седиментация в его пределах происходила лишь с начала

мезозоя. В Тасмановом море, где осадконакопление в котловине имело место с позднего мезозоя, перикоэанические прогибы, распространенные в его окраинных частях, замещаются раннегеосинклинальными в центральной области. К последней категории относятся также осадочные бассейны в морях Новогвинейском, Соломоновом и Фиджи, но стратиграфический диапазон чехла сокращен в их пределах до кайнозойской эры (южная котловина Фиджи) или неоген-плейстоцена. В отдельных случаях, например в пределах Соломоновой или Новогебридской дуги, намечается переход вкрест простирания геосинклинальных прогибов в раннеорогенные эпигеосинклинальные впадины.

Сравнение данных о современной геодинамической обстановке и геологии морей выявляет две основные направленности эволюции. Первая, характеризующаяся на ранней стадии возникновением разноориентированных, но преимущественно по-перечных по отношению к оси бассейна рифтов с последующим прогибанием при примате вертикальных движений, присуща Северо-Австралийскому и, вероятно, Коралловоморскому осадочным бассейнам. Вторая обнаруживает почти повсеместную связь эволюции коры глубоководных котловин с внедрением мантийных диапиров, вызывающих существенные раздвиговые деформации. Площадь котловин, по-видимому, находится в зависимости от масштабов внедрения мантийного вещества. Однако время внедрения было весьма неоднозначным. Именно этим обстоятельством объясняется осложнение последовательного омоложения к Тихому океану разновозрастных складчато-геосинклинальных систем более молодыми наложенными впадинами внутренних морей, установленное глубоководным бурением.

На раннекайнозойском этапе возникла котловина Соломонова моря. В начале позднекайнозойского этапа в миоцене формируется кора котловин Новогвинейского моря и моря Фиджи. Наиболее молода, что справедливо подметил А. Е. Сузюмов [120], междуговая котловина Лау, разделившая дуги Колвилл — Лау и Кермадек — Тонга лишь в плиоцене.

Море Скотта в тектоническом отношении приурочено к юго-восточной окраине Тихоокеанской океанической плиты (талассогена, по Ю. М. Пущаровскому) и служит разделом между Южно-Американской и Антарктической глыбами былого суперконтинента Гондваны. На севере океанический блок моря Скотта обрамлен Южно-Антильской позднекиммерийской складчато-геосинклинальной системой, протягивающейся до о-ва Южная Георгия, на востоке — молодой Сандвичевой островной дугой, на юге — раннекиммерийской Южно-Шетландской складчато-геосинклинальной системой. Таким образом, по периферии моря Скотта наблюдается переход по простиранию альпийских комплексов Патагонских Анд в поздне-

киммерийские, затем в современные геосинклинальные образования, а далее вновь в более древние раннекиммерийские. Подобная ситуация отражает последовательные стадии разъединения Южной Америки и Антарктиды. Сдвиговые перемещения, имевшие место на этих стадиях, отделили по поперечным нарушениям Южно-Антильскую систему от Патагонских Анд и Сандвичевой дуги. Сочленение этой дуги и Южно-Шетландской системы торцеобразное.

Сведения о геоморфологии, сейсмичности, аномалиях физических полей, результатах морской сейсморазведки и глубоководного бурения в море Скотта обобщены в недавно опубликованных работах [32, 129, 176].

Геодинамическая обстановка в районе моря Скотта относительно проста. Основной ареал выделения сейсмической энергии приурочен к Сандвичевой дуге, а гипоцентры землетрясений проникают в мантию до глубин 80 км. Возникновение этого ареала связывают с взаимодействием коры Тихого и Атлантического океанов в зоне упомянутой дуги. Небольшие по площади, изолированные друг от друга ареалы выделяются также в пределах Южно-Антильской и Южно-Шетландской систем, где они обладают элементами поперечной ориентировки по отношению к структурам собственно моря Скотта (см. рис. 6).

Магнитное поле характеризуется наличием полосовых аномалий двух преобладающих ориентировок: северо-восточной, отражающей палеогеновую ось разрастания океанической коры, и субмеридиональной дугообразной с выпуклостью, обращенной к востоку, генетически связанной с развитием Сандвичевой дуги. Аномалии первой ориентировки трассируют подводный хребет, рассеченный трансформными разломами северо-западного направления, отделяющими его от Чилийского хребта. Последний является ветвью Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса. Таким образом, соотношения тектонических элементов в данном районе аналогичны имеющим место в Тасмановом море (см. рис. 12, 15).

Новообразованная океаническая кора в море Скотта сформировалась в конце палеогена, что подтверждается данными глубоководного бурения [219, в. 35]. Это обстоятельство обусловило различие в строении отдельных тектонических блоков, в том числе в структуре и мощности осадочной толщи.

В центральной части котловины в разрезе океанической коры выявлены три горизонта со скоростями 1,8; 3,9—4,5 и 6,4—6,7 км/с. Верхний из них представлен неуплотненными осадками мощностью от 0,2 до 0,5 км, отсутствующими на отдельных участках. Промежуточный мощностью до 1,5 км отвечает второму слою океанической коры, а самый нижний — третьему слою. В краевых частях котловины, вблизи Южно-Шетландской и Южно-Антильской складчато-геосинклинальных систем, развиты осадочные бассейны, выполненные уплотненными

породами мощностью до 2—4 км. Разрез существенно усложняется, в его составе принимают участие горизонты со скоростями 1,7—1,8; 2,1—2,3; 3,3—3,6; 5,4—5,7; 6,6—6,8 км/с. На разделе Мохоровичича наблюдается изменение скоростей от 8,0—8,3 км/с на окраинах котловины до 7,8 км/с в ее центральной части [144, 187].

Из общей характеристики разреза следует, что в строении краевых осадочных бассейнов могут принимать участие не только образования кайнозойской эры, но и позднемезозойского возраста, представленные, вероятно, орогенными типами вулканогенно-осадочных формаций. Эти формации, вполне очевидно, выклиниваются не только по восстанию континентального склона, но и в направлении к центральной части котловины.

Калифорнийский залив, характеризующийся типично океанической корой, располагается между двумя складчато-геосинклинальными системами Кордильер Северной Америки — позднекиммерийской Сонора и альпийской Тихоокеанской. В заливе был проведен комплекс морских геофизических работ, данные которых привели к выводу о его возникновении в результате внедрения около 4 млн. лет назад в позднеплиоценовое время ответвления Восточно-Тихоокеанского внутриокеанического подвижного пояса в Северо-Американские Кордильеры [229, 261].

Крайняя молодость залива обусловила довольно напряженную современную геодинамическую обстановку. В его пределах существует несколько ареалов повышенного выделения сейсмической энергии, а также обширное по площади поле повышенного теплового потока со значениями от 1,2 до 1,8 мкал/см²·с. Вдоль гребня хребта в осевой части залива протягивается узкая зона еще более высокого теплового потока с преобладающими значениями до 2,4 мкал/см²·с и экстремальными значениями более 5 мкал/см²·с.

Аномальное магнитное поле отражает специфику геологического строения подводного хребта, рассеченного на отдельные блоки трансформными разломами северо-западной ориентировки. Блоки кулисно подставляют друг друга, смещаясь в том же северо-западном направлении. К категории трансформных относится и знаменитый разлом Сан-Андреас, начинаящийся чуть севернее залива. Между упомянутым хребтом и горными сооружениями Кордильер распространены небольшие по площади осадочные бассейны (Вегнер, Дельфин и др.), приуроченные к приразломным грабенам. Бассейны выполнены молассой позднекайнозойского возраста, мощность которой, как правило, около 1 км, но иногда достигает 5 км.

Основные выводы. В Тихоокеанском сегменте Земли каждая из тектонических групп внутренних и окраинных морей характеризуется определенным комплексом показателей современной геодинамической обстановки и глубинного строения.

В морях внутренней области современной активной окраины геодинамическая обстановка весьма напряженная, что выражается в повышенной сейсмичности и тепловом потоке, разуплотнении вещества мантии на разделе Мохоровичча. Тип коры в глубоководных котловинах океанический, но полосовые аномалии магнитного поля выражены неотчетливо и иногда обладают дискордантной ориентировкой к простиранию структурных элементов данной морской впадины. Осадочный чехол представлен на большей части площади котловин неуплотненными осадками небольшой мощности, а седиментационные бассейны, выполненные уплотненными породами преимущественно позднекайнозойского возраста, занимают краевые части котловин, вблизи островных дуг.

Внутренние моря переходной области от древних пассивных и активных к современным активным окраинам подразделяются на три подтипа по возрасту новообразованной коры в глубоководных котловинах — позднемезозойский (Алеутская котловина в Беринговом море и Южно-Китайская котловина), позднемезозойско-раннекайнозойский (Курильская котловина в Охотском море), позднекайнозойский (котловины Командорская, Сулу, Гренада и Юкатанская). Основное различие в геодинамической обстановке намечается между мезозойским подтипов, с одной стороны, и остальными двумя — с другой. Это различие заключается в преобладании нормального теплового потока в первом случае и повышенного — в другом. Сейсмичность, как правило, локализуется вдоль островных дуг, однако имеются аномальные условия (в Охотском море), когда ареал повышенного выделения сейсмической энергии охватывает не только котловину, но и шельф. Разуплотнение вещества мантии на разделе Мохоровичча выражено менее отчетливо, чем в морях внутренней области современных активных окраин. Тип коры в котловинах (за исключением Командорской) субокеанический, при этом полосовые аномалии магнитного поля установлены пока лишь в Алеутской котловине. Утонение коры происходит не только в котловинах, но иногда и на шельфе (Охотское, Японское моря). Осадочные бассейны, выполненные уплотненными породами, охватывают не только морскую впадину в целом (шельф + глубоководная котловина), но и прилегающие к ней межгорные прогибы на континенте и островах. Командорская котловина представляет исключение и в этом аспекте, поскольку структура осадочного чехла в ее пределах аналогична отмеченной для морей внутренней области современных активных окраин.

По началу формирования осадочной толщи бассейны подразделяются на среднепалеозойские (Берингоморской), позднепалеозойско-раннемезозойские (Индосинийско-Яванская область прогибания), позднемезозойско-раннекайнозойские (Охотоморской), позднекайнозойские (Гренада, Юкатанский,

Командорский). В Беринговоморском бассейне дораннемезойские комплексы, по всей вероятности, выклиниваются из разреза к подножию континентального склона. В ряде котловин, осложняющих строение Индосинийско-Яванской области, доюрские горизонты должны выпадать из разреза у подножия западного континентального склона, а в других (Сулу, Сулавеси) должны отсутствовать допозднекайнозойские осадочные образования.

В морях внутренней области древних активных окраин, к которым относятся в Тихоокеанском сегменте лишь Венесуэльская и Колумбийская котловины, наблюдается чередование ареалов повышенного и нормального теплового потока. Ареалы повышенного выделения сейсмической энергии, напротив, охватывают главным образом горные сооружения на обрамлении этих котловин. Тип коры субокеанический, отраженный в аномальном магнитном поле полосовыми аномалиями. Осадочные бассейны, выполненные уплотненными породами, распространены почти на всей площади котловин и за их пределами. Однако зона наибольшей (до 8—15 км) мощности этих пород смешена к древним активным окраинам, представляющим ныне горные сооружения. Предполагаемый стратиграфический диапазон осадочной толщи ранний мезозой — кайнозой, однако допозднемезозойские комплексы выклиниваются из разреза к подножию континентального склона.

Внутренние моря переходной области к современной активной окраине различаются между собой по геодинамической обстановке и глубинному строению. Наиболее экстремальной геодинамической обстановка является в Японском море, где в области глубоководной котловины отмечаются повышенное выделение сейсмической энергии, теплового потока и разуплотнение вещества мантии на разделе Мохоровичича. Тип коры океанический, но аномальное магнитное поле обладает скорее шахматным, а не полосовым рисунком. Область максимальной мощности осадочной толщи, достигающая 6—14 км, приурочена к северному и восточному шельфу, а в котловине не превышает 2—3 км.

В Восточно-Китайском море геодинамическая обстановка на шельфе является типичной для платформенных областей, в глубоководной котловине Окинава, напротив, аналогична отмеченной для Японского моря. Кора в упомянутой котловине скорее субокеанического типа. Аномальное магнитное поле по рисунку приближается к полосовому, причем в подобном виде оно отражает структуру коры не только в котловине, но и в тяготеющих к ней районах шельфа. Стратиграфический диапазон осадочного чехла охватывает весь фанерозой, но в котловине образования докайнозойского возраста должны отсутствовать.

Коралловое море в геодинамическом аспекте представляет собой аномалию особого рода. При мозаичном поле теплового потока с повышенными и нормальными значениями здесь не отмечается сколько-нибудь значительного выделения сейсмической энергии, что свидетельствует наряду с упругими свойствами об уплотнении вещества мантии. Кора в котловине субокеанического типа с повышенной мощностью осадочного чехла. Вероятный возраст новообразованной коры на самых древних участках — ранний мезозой, а молодых — средний эоцен.

Окраинным морем переходной области к древним активным окраинам является на обрамлении Тихоокеанских подвижных поясов только Мексиканский залив. По ряду показателей (геодинамическая обстановка, тип коры, структура и стратиграфический диапазон вулканогенно-осадочной толщи) геология этого залива весьма близка к Коралловому морю, однако имеются и некоторые отличия, касающиеся главным образом формационного состава чехла.

Окраинные моря областей сочленения древних и современных пассивных океанических окраин представлены на обрамлении Тихоокеанских подвижных поясов также лишь одной Северо-Австралийской областью прогибания (Тиморское и Арафурское моря). Геодинамическая обстановка и глубинная геология этих морей типичны для областей перикратонных опусканий древних платформ и существенно отличаются от других морских впадин в Тихоокеанском сегменте Земли.

Окраинные моря областей внедрения внутриокеанических подвижных поясов — Тасманово, Скотта и Калифорнийский залив характеризуются океаническим типом земной коры с четким полосовым магнитным полем. Между собой они различаются по возрасту новообразованной коры: наиболее древней, позднемеловой в Тасмановом море и самой молодой, позднеплиоценовой в Калифорнийском заливе. Соответственно геодинамическая обстановка оказывается наиболее напряженной в упомянутом заливе, что устанавливается по высокому тепловому потоку, неизвестному в морях Тасмановом и Скотта. Аналогичным образом осадочные бассейны, выполненные уплотненными осадками, являются наиболее крупными по площади и мощности вулканогенно-осадочного чехла в Тасмановом море и самыми небольшими в Калифорнийском заливе.

Применительно к окраинным и внутренним морям Тихоокеанского сегмента Земли в целом необходимо отметить наличие поперечных зон повышенной мобильности современных динамических процессов, пересекающих островные дуги и желоба. Наиболее показательны подобные зоны для морских впадин Дальневосточного и Индосинийско-Филиппинского регионов, реже встречаются в Мексикано-Карибском регионе и, вероятно, отсутствуют в Новогвинейско-Новозеландском регионе. Во многих случаях эти зоны тяготеют к линеаментам, выделяемым по

геологическим данным (например, рифт, ограниченный разломом р. Красной и продолжающийся в Южно-Китайское море). По мнению Ю. М. Пущаровского и его соавторов [112], наличие поперечных разломов осложняет приложение к районам их распространения модели простой субдукции. Вне зависимости от решения вопроса о механизме тектонических процессов в активных океанических окраинах отметим, что поперечные нарушения, сохранившие активность до современной эпохи, свидетельствуют о вероятном новообразовании тектонической триады современных геосинклиналей на более древних структурных элементах переходных областей от континентальной к океанической коре. С другой стороны, наличие подобных нарушений и зон повышенной сейсмической активности обнаруживает продолжающуюся перестройку коры в этих районах.

ОКРАИННЫЕ И ВНУТРЕННИЕ МОРЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Внутриконтинентальное положение Средиземноморского подвижного пояса, разобщившего древние суперконтиненты Лавразию и Гондвану, наложило существенный отпечаток на геологию связанных с ним окраинных и внутренних морей. Это выражается прежде всего в преобладании морей окраинного типа над внутренними и в длительности эволюции осадочного чехла большинства морских впадин, охватывающих фанерозой в целом или мезозойскую и кайнозойскую эры. На крайнем западе Средиземноморского пояса, в области его сочленения с Восточно-Атлантическим подвижным поясом, находится Северное море, являющееся уникальным по степени изученности бурением и морской геофизикой. Географически к морям Средиземноморского пояса тяготеют Красное и Эгейское, относящиеся, как это было показано выше, к иной генетической группе окраинных морей. Сравнительный анализ современный геодинамической обстановки и глубинного строения морей внутриконтинентального и окраинно-континентальных подвижных поясов необходим для решения ряда спорных вопросов их происхождения и геологии.

В соответствии с особенностями строения Средиземноморского подвижного пояса геодинамическая обстановка и глубинная структура моря рассматриваются по следующим регионам: юго-восточного окончания Средиземноморского пояса, собственно бассейна Средиземного моря с тяготеющими к нему Эгейским и Красным морями, Каспийско-Черноморскому и Североморскому.

Регион юго-восточного окончания Средиземноморского пояса по многим чертам геологического строения аналогичен внутренней области Западно-Тихоокеанского подвижного пояса. Его юго-западное обрамление представляет собой активную океаническую окраину Индийского океана с Яванским глубоководным желобом и Андаманско-Никобарской островной дугой. Восточнее о-ва Суматра дуга кулисно сочленяется с дугой Бура — Флорес. В области этого сочленения и находится море Саву, ограниченное также альпийскими сооружениями о-ва Тимора. В строении Тимора кроме альпийских комплексов принимают участие более древние позднепалеозойские и мезозойские комплексы Тетиса, что устанавливает принадлежность данного региона к Средиземноморскому поясу. Андаманское море обрам-

лено с востока каледонскими комплексами палео-Тетиса на Малайском полуострове.

Геодинамическая обстановка в регионе во многом вызвана проникновением в мантию со стороны глубоководного желоба сейсмофокальной зоны Заварицкого — Беньофа. Ареалы повышенного выделения сейсмической энергии тяготеют к островным дугам. На севере эти ареалы находят преимущественное продолжение в области альпийских сооружений хребта Аракан-Йома. Поперечные направления в распределении сейсмичности, хотя и не проявляются отчетливо, но все-таки существуют. Последние особенно показательно для северных районов Суматры (см. рис. 6).

О тепловом потоке сведений почти нет. Однако в глубоководной котловине Андаманского моря выявлен ареал теплового потока с экстремальным значением свыше $5 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ [231]. Нет данных и о мощности литосферы, тем не менее по косвенным показателям следует предполагать ее значительное сокращение, особенно в упомянутой котловине.

Море Саву в тектоническом отношении представляет межторную впадину, выполненную вулканогенно-осадочным чехлом мощностью до 2—3 км. На островах обрамления (Тимор и др.) этот чехол представлен орогенной формацией преимущественно миоцен-плейстоценового возраста. Наиболее вероятно, что в направлении к глубоководной котловине Саву происходит замещение указанной формации на геосинклинальную.

Андаманское море в области глубоководной котловины осаждено рифтовой впадиной, правомерность выделения которой подтверждается повышенным тепловым потоком, а также наличием мелкофокусных землетрясений. В осевой зоне рифта, имеющего в плане характерный ветвистый рисунок, напоминающий рифты Восточной Африки, кора океанического типа с крайне маломощным чехлом. На юге шельф пересекают горстовые хребты, контролируемые нарушениями поперечной северо-восточной ориентировки. Эти хребты определяют кулисное сочленение (а может быть, и полное разделение) осадочных бассейнов в северной и южной частях моря [259, 298].

В палеогене на месте Андаманского моря располагался приподнятый край Малайского континента, откуда происходил снос обломочного материала в глубокий трог, существовавший вдоль Андаманско-Никобарских островов, поскольку мощность палеогеновых граувакк на упомянутых островах 3000 м. Современное Андаманское море возникло после рифтогенеза в середине миоцена, что достоверно устанавливается по данным палеобатиметрического изучения комплексов неогеновых фораминифер и коренных пород на морском дне [196, 265]. Однако формирование Иравадийско-Андаманского осадочного бассейна было более длительным. На севере в долине р. Иравади оно

началось в палеоцен-эоцене, на о-ве Суматра в олигоцене, а в области глубоководной котловины только в плиоцене. Скорость осадконакопления была очень высокой, поскольку мощность вулканогенно-осадочного выполнения изменяется от 15 км в дельте р. Иравади до 6 км на севере о-ва Суматра и 1—1,5 км в глубоководной котловине. Это выполнение характеризуется изменениями формационного состава как в разрезе, так и по латерали. В его основании залегают вулканогенная, а также терригенная формации эоцен-раннемиоценового возраста, параллельская на севере и мелководно-морская на юге, включающая иногда рифовые известняки. Далее следуют мелководно-морская терригенная и вулканогенно-осадочная континентальная формации позднемиоценового возраста. При этом на отдельных участках образования среднего — позднего палеогена и раннего миоцена отсутствуют.

В Средиземноморском регионе окраинных и внутренних морей существуют определенные черты сходства в тектонической позиции и глубинной геологии с морями Мексикано-Карибского региона. Эта особенность структуры верхних слоев Земли была подмечена довольно давно (Е. Зюсс, Н. П. Херасков). На обрамлении подвижного пояса, подобно Мексиканскому заливу, сформировались моря Восточного Средиземноморья — Персидский залив, Леванта, Ионическое и Адриатическое. Напротив, так же как Карибское море, во внутренней области подвижного пояса располагаются моря Эгейское, Тирренское и Алжиро-Прованская котловина. Только для Красного моря с Аденским заливом нет аналога в Мексикано-Карибском регионе. Эти морские впадины занимают строго индивидуальную позицию в общем тектоническом и эволюционном рядах окраинных и внутренних морей.

Наряду со сходством в геологическом строении морей Мексикано-Карибского и Средиземноморского регионов имеются и черты различия, которые проявляются в ряде показателей, начиная от рельефа морского dna и современной геодинамической обстановки до стратиграфического объема и формационного состава вулканогенно-осадочного чехла. Естественно, что комплексный анализ черт сходства и различия необходим не только для выяснения направленности эволюции литосферы в пределах окраинных и внутренних морей, но и для прогноза поисков месторождений полезных ископаемых.

Подобно Мексикано-Карибскому, данный регион является одним из наиболее полно изученных. Значительные объемы морских геолого-геофизических исследований выполнены здесь геологами и геофизиками нашей страны, в итоге которых были выяснены основные черты строения коры и структуры чехла почти на всей площади Восточного Средиземноморья (Е. М. Емельянов, П. Н. Куприн, Л. И. Коган, Я. П. Маловицкий, Е. Г. Мирлин, А. П. Милашин, В. Н. Москаленко, О. В. Михай-

лов, Л. Д. Немцов, Г. В. Осипов, К. М. Шимкус и др.). В тектоническом отношении особое внимание ученых привлекли результаты работ Ч.-Б. Хейзена и его коллег в Тирренском море, где были выявлены признаки наличия континентальной коры в глубоководной котловине [208]. Эти данные были использованы М. В. Муратовым [85] для обоснования сходства эволюции Тирренского и Черного морей, а позднее М. Боккалетти с соавторами [162] в работе по сравнению Тирренского моря и Паннонского массива. Таким образом, неоднократно высказывавшееся мнение о принадлежности котловинных морей Европы и Паннонского массива к тектоническим структурам единого ранга и сходной эволюции (В. В. Белоусов, М. В. Муратов, В. Е. Хайн и др.) получило подтверждение.

Комплексное обобщение материалов, накопленных к первой половине 70-х годов, выполнено в целом ряде работ [29, 48, 160, 248, 251, 266]. Однако единства взглядов о возрасте и механизме возникновения новообразованной коры глубоководных котловин достигнуто не было.

Гетерогенность строения морей отчетливо проявляется в современной геодинамической обстановке, характеризующейся сочетанием прямых и обратных соотношений между распределением сеймичности и теплового потока. Первые наблюдаются на севере центральной части региона, где распространена область повышенного выделения сейсмической энергии. В свою очередь, она состоит из двух ареалов — восточного и западного. Восточный ареал отражает процессы в сейсмофокальной зоне, проникающей в мантию от Критской дуги в сторону Эгейского моря. Эта зона возникла в результате взаимодействия Африкано-Аравийской плиты со Средиземноморским поясом и имеет наклон около 30° на север [171]. Восточный ареал охватывает Эгейское море и на севере объединяется с ареалом субширотной ориентировки, соответствующим альпийским сооружениям Понтид. Вдоль Критской дуги он ориентирован согласно ее простиранию, а севернее дискорданто по отношению к сооружениям Средиземноморского пояса. Западный ареал обусловлен процессами, происходящими в коре и мантии на юго-восточном обрамлении Тирренского моря. По природе он аналогичен восточному ареалу. Однако наиболее значительное выделение сейсмической энергии происходит на северо-западе Ионического моря, вблизи дугообразного поворота Апеннин. Этот ареал охватывает и глубоководную котловину на юге Адриатического моря. Вся остальная площадь не только окраинных, но и внутренних морей региона, а также их орогенного и платформенного обрамлений практически асейсмична. Исключение составляют лишь два очень незначительных ареала попечной ориентировки — на юге залива Сидра и западе Тирренского моря, а также ареал, как бы обрамляющий Альборанское море (см. рис. 6).

Ареалы повышенного теплового потока присущи Критской дуге и одноименной котловине, отчасти центральной зоне Апеннин, Тирренской, Алжиро-Провансской и Балеарской котловинам (см. рис. 7). При этом ареалы экстремального теплового потока со значениями до 5 мкал/см²·с выявлены на западе Критской котловины и северо-западе Тирренского моря. Отмеченные ареалы в Западном Средиземноморье являются лишь частью обширной области повышенного теплового потока в Западной Европе, пересекающей герцинские сооружения Средиземноморского пояса и протягивающейся в Северное море. Наиболее высоким (более 1,8 мкал/см²·с) является тепловой поток в Ронском и Рейнском рифтовых грабенах, а также в Паннонской впадине. Напротив, нормальный тепловой поток характерен почти для всего Восточного Средиземноморья и Адриатического моря. Дифференцирован он в районе Персидского залива, где на фоне нормального теплового потока намечается небольшой ареал со значениями от 1,2 до 1,8 мкал/см²·с [216, 234, 283].

Повышенным является тепловой поток в Красном море и Аденском заливе, особенно в глубоводной рифтовой котловине, где на отдельных участках достигает 23,25 мкал/см²·с (впадина Атлантическая). В удалении от рифтовых впадин и на шельфе тепловой поток снижается до 2,3—2,6 мкал/см²·с. Узкие зоны повышенного теплового потока трассируются далее к югу от Красного моря в рифтах Афара [202].

Корреляция между мощностью литосферы и современной геодинамической обстановкой может быть намечена по данным сейсмологии и магнитотеллурических зондирований (см. рис. 9). Пониженная (до 60—100 км) мощность литосферы отмечается на юго-востоке Персидского залива, в Восточном Средиземноморье, Адриатическом море, а также в области герцинид Западной Европы [235].

Тектонические блоки с мощностью литосферы от 60 до 35 км разобщены на значительные расстояния. К ним относятся Критская дуга и одноименная котловина, Центрально-Средиземноморское поднятие, Тирренское море и Алжиро-Прованская котловина, а также Ронский и Рейнский грабены, рифты Красного моря и Афара [143, 163, 270]. При этом внедрение астеносферного диапира вызывает порой вздымаания поверхности Мордовичча и вышележащих разделов консолидированной коры (рис. 25).

Мощность литосферы наименьшая в горных сооружениях Альп и Апеннин, а также центре котловины Тирренского моря. В зоне Иврея в Альпах установлено, что верхний астеносферный слой внедряется в кору, вызывая значительное сокращение мощности литосферы [167, 200].

Таким образом, своеобразие соотношения между глубинным строением региона и современной геодинамической обстановкой



Рис. 25. Строение верхней мантии Алжиро-Провансской котловины [159]

крупные блоки, различающиеся между собой по типу коры и ее возрасту. Эти нарушения установлены в областях обрамления по геологическим признакам и прослеживаются в море на основании интерпретации физических полей [76, 156]. Наиболее древней является субмеридиональная система, трассирующая разновозрастные протерозойские складчато-метаморфические комплексы на Африкано-Аравийской платформе и имеющая продолжение к северу на Восточно-Европейской платформе. В Западном Средиземноморье с этой системой связана субмеридиональная рифтовая зона Алжиро-Провансской котловины, обладающая корой субокеанического типа. Однако эта зона не представляет собой изолированной тектонической структуры, а входит в состав более протяженной Норгидо-Нигерийской системы линеаментов, выделенной В. Е. Ханимом. Аналогичным образом на востоке региона рифт Красного моря является лишь звеном Африкано-Аравийского рифтового пояса, находящего продолжение в Транскавказском поперечном поднятии [79]. Нарушения, возникшие на киммерийском этапе тектоно-магматической активности, относятся преимущественно к диагональным системам. Значение их весьма велико, поскольку они отражают ранние стадии формирования океана Тетис. Так, например, на северо-востоке Средиземного моря разломы юго-западной ориентировки трассируют распространение блоков мезозойской океанической коры на Кипре (массив Троодос) и, вероятно, в районе подводного поднятия Эратосфен. Последнее предполагается на основании магнитных аномалий высокой интенсивности, что может быть связано с основными или ультраосновными породами, перекрытыми здесь мощной толщей осадков [156]. В Эгейском море и в центральной части Средиземного моря с разломами юго-восточного направления связаны рифты Вардарский, Струмский и Пантеллерия [31].

заключается в преобладании прямой корреляции между распределением теплового потока и сейсмичностью. Напротив, мощность литосферы в отдельных случаях оказывается сокращенной не только в сейсмически активных горных сооружениях, но и в асейсмичных тектонических блоках, испытавших значительные нисходящие движения на неотектоническом этапе.

Региональные нарушения различной ориентировки рассекают литосферу на

Наиболее молодой является система разломов, контролирующих альпийские сооружения Средиземноморского пояса. Она характеризуется преимущественной субширотной ориентировкой, меняющейся на юго-восточную (Апеннины) или северо-западную (Динариды), иногда петлевидную или дугообразную (Альпы, Критская дуга). С этой системой связано большинство надвигов не только на обрамлении Средиземного моря, но и в его пределах. Последнее установлено сейсморазведкой в морях Ионическом и Леванта [210]. Разломы альпийского заложения контролируют также субширотные и северо-восточные рифты в Альборанском море и Алжиро-Провансской котловине. В целом есть основание предполагать, что процессы новообразования окон «безгранитной» коры в котловинах Средиземного и других морей региона предопределены развитием сложного тройного сочленения рифтов. Положение рифтов наряду с геофизическими данными может быть прослежено и на основании распространения вулканов, как действующих (Санторин, Этна, Везувий и др.), так и потухших, подводных (рис. 26).

Специфика строения морей Средиземноморского региона заключается, кроме того, и в существенном преобладании континентального типа коры над субокеаническим даже в пределах некоторых глубоководных котловин (см. рис. 26; табл. 6). Наличие горизонтов со скоростями от 5,4 до 5,8—6,9 км/с, присущими складчато-метаморфическим комплексам коры, помимо шельфовых зон выявлено в Лигурском, Тирренском, Ионическом морях, котловине Геродота в море Леванта. В окраинных морях, включая Персидский залив, эти комплексы представляют собой погребенный под мощным чехлом осадков фундамент Африкано-Аравийской платформы, а во внутренних морях — скорее всего морское продолжение герцинид и байкалид основания Средиземноморского пояса. Третий слой коры в котловинах по упругим свойствам не обнаруживает существенных отличий от морей других регионов. На разделе Мохоровичча пониженные скорости от 7,7 до 7,9 км/с выявлены там, где складчато-метаморфические комплексы отсутствуют.

Структура осадочного чехла, напротив, обладает некоторыми особенностями, не встречающимися в морях Тихоокеанского сегмента. Одна из них заключается в наличии в составе альпийского структурного этажа отчетливого опорного горизонта — эвапоритов мессиния (верхний миоцен), отделенного поверхностями несогласия от выше- и нижележащих структурных подэтажей. При этом домессинский комплекс по сейсмическим данным пока расчленяется лишь на два этажа — со скоростями от 4,1 до 5,5 км/с и от 4,9 до 6,2 км/с. Вторая особенность определяется появлением в разрезе Ионического моря низкоскоростного (2,0—2,2 км/с) горизонта, залегающего под высокоскоростным (до 4—4,5 км/с). Природа низкоскоростного горизонта и его распространение по латерали остаются неизвест-

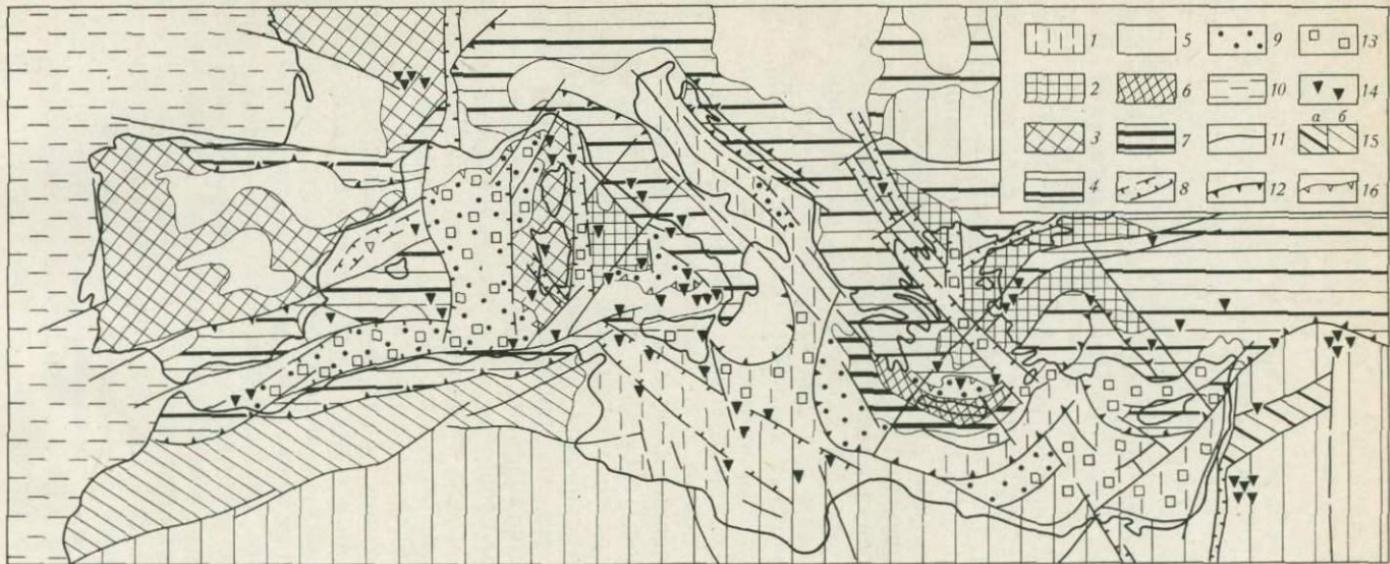


Рис. 26. Схема тектоники окраинных и внутренних морей Средиземноморского региона.

Континентальная кора: 1 — Африкано-Аравийская платформа и ее предполагаемое морское продолжение; 2 — разновозрастные блоки срединных массивов; 3 — каледониды и герциниды; 4 — альпиды; 5 — межгорные и платформенные впадины и их продолжение на шельфе; 6—9 — субконтинентальная и субокеаническая кора; 6 — Критская островная дуга; 7 — Эгейский желоб; 8 — рифты, установленные в предполагаемые; 9 — области утонения коры в глубоководных котловинах, 10 — океаническая кора. 11 — разломы; 12 — надвиги; 13 — эвапориты; 14 — вулканы, включая подводные; 15 — альпийские интракратонные складчатые системы; 16 — тектонический уступ континентального склона

ными, однако не вызывает сомнений, что он отражает слабоуплотненные или неуплотненные осадки [29, 82, 210, 248].

Отмеченные особенности вызывают несколько условную дифференциацию осадочной толщи на структурные этажи и подэтажи. Самый верхний из них, позднеальпийский, состоит из двух подэтажей: плиоцен-плейстоценового (1,8—2,3 и 2,4—3,8 км/с) и верхнемиоценового (3,8—5,1 км/с). Средний, нерасчлененный, киммерийско-раннеальпийский (4,1—5,5 км/с) с возрастным интервалом от триаса (шельф Тирренского моря) или юры (северный шельф Алжиро-Провансской котловины) до среднего миоцена включительно. Нижний, каледонско-герцинский (в Восточном Средиземноморье байкальско-герцинский) этаж объединяет образсвания кембрия (иногда верхнего протерозоя) — перми (порой до триаса включительно). На северном шельфе Алжиро-Провансской котловины нижний этаж начинается с отложений каменноугольного возраста. Из трех указанных этажей только позднеальпийский повсеместно присутствует в разрезе морей региона. Киммерийско-раннеальпийский характерен для большей части площади морей Восточного Средиземноморья (исключая Эгейское и Красное моря) и шельфов Западного Средиземноморья. Каледонско-герцинский этаж представляет продолжение в пределы морей чехла Африкано-Аравийской древней платформы и молодой эпигерцинской Иберийской платформы.

Таким образом, геофизическая нижняя часть разреза осадочной толщи, аналогичная выделяемой в морях Тихоокеанского сегмента, но с несколько более высокими значениями скоростей упругих волн, охватывает в Восточном Средиземноморье широкий временной интервал — от раннего палеозоя до палеогена включительно. В этом заключается еще одно отличие окраинных морей Средиземноморского пояса от Тихоокеанских, за исключением, может быть, Арафурского и Тиморского.

Распространение платформенных формаций палеозойского и мезозойского возраста на значительной части площади окраинных морей Восточного Средиземноморья устанавливается не только геофизическими методами, но и прямыми геологическими наблюдениями. Так, на юге Анатолийского полуострова выявлено два типа разреза палеозоя — Ликийских и Южно-Анатолийских (Западных) Таврид. Первый — геосинклинальный, а второй — платформенный, накапливавшийся в условиях мобильного шельфа [194].

Однако это распространение не является повсеместным. Теоретически оно должно прерываться клиньями океанической коры мезозойского возраста (Троодоса, Эрастофена? и др.), заполнившей раздвиговые трещины в протерозойском фундаменте в эпоху Тетиса. Не исключено также наличие внутренних источников сноса в палеозойскую и мезозойскую эры, поскольку в отдельных блоках, как, например, впадина Геродота, эвапорит-

Таблица 6

Сопоставление упругих свойств (км/с) вулканогенно-осадочной и консолидированной коры
29, 48, 82, 182, 189, 190,

Возраст структурных этажей в чехле и основные слои консолидированной коры	Западное Средиземноморье					
	Алжиро-Провансский бассейн				5	6
	1*	2	3	4		
Позднеальпийский	2,1—3,0 3,8—4,2	1,6 —	1,8—2,1 3,1—3,5 3,7—4,3	2,0 2,7—2,9 4,1—4,2	3,4	1,8—2,3 2,5—3,2 4,0
Раннеальпийско-киммерийский	—	4,1	3,9—4,7	4,6—5,5	4,1—5,4	4,1—5,5
Герцинско-ка-ледонский	—	4,9—5,2 —	—	—	—	—
Складчато-мета-морфические комплексы	—	5,4	—	—	5,6 (?)	6,0
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфе	5,8—6,8 7,0—7,5		6,0—7,1 7,5	6,0—7,0	6,8—7,7	7,1
Раздел Мохоровичича	7,7			7,7—7,9	8,0	8,2

* Структурные элементы: 1 — котловина Альборанского моря, 2 — северный шельф Балеарской котловины, 3 — Балеарская котловина, 4 — Алжиро-Прованская котловина, 5 — скопления конусов выноса в Кипрской котловине, 6 — котловина Ионического моря, 7 — котловина Геродота, 8 — котловина Тирренского моря, 9 — котловина Андриатического моря, 10 — котловина Адриатического моря, 11 — котловина Нила.

ты мессинского яруса залегают, по-видимому, непосредственно на протерозойском фундаменте [248]. Если это действительно так, то амплитуда вертикальных движений лишь за неоген-четвертичное время достигла 12 км. Подобный размах вертикальных перемещений невозможно объяснить никаким иным процессом, кроме чрезвычайно резкого оттока вещества астеносферы.

Во внутренних морях региона — Тирренском, Алжиро-Провансской котловине, а также окраинном Красном — соответствие горизонтов со скоростями от 3,9 до 5,2 км/с клиньям вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, а также интрузиям ультраосновного состава намечается главным образом по характерным условиям залегания, установленным сейсмическими методами [182, 209]. При этом в краевых зонах морей, вблизи подножия континентального склона и на шельфе эти горизонты, вероятно, представлены осадочными образованиями (рис. 27).

рованной коры в морях Средиземноморского региона [по материалам 209, 210, 220, 243, 248]

	Восточное Средиземноморье					Эгейское море	Красное море	
	7	8	9	10	11		Шельф	Котловина
Позднеальпийский	1,5—2,5 —	4,0—4,5 2,2—3,0	3,8 4,5	2,0—2,3 4,1—4,6	2,8 5,1		2,4 —	1,8—2,0 2,5—2,7 3,3—3,8 3,0—5,0
Раннеальпийско-киммерийский	5,3—6,0	5,5—6,2	—	5,8			4,4—5,0	—
Герцинско-ка-ледонский	—	6,1						
Складчато-мета-морфические комплексы	6,0	6,5	6,0—6,4		6,2	5,8—6,9	—	
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфе	7,0		6,9				6,0—7,0 6,9—7,3	
Раздел Мохоровичича	8,0		8,2—8,4		7,7			

Левантской котловины, 3 — Балеарская котловина, 4 — Алжиро-Прованская котловина, 5 — скопления конусов выноса в Кипрской котловине, 6 — котловина Ионического моря, 7 — котловина Геродота, 8 — котловина Тирренского моря, 9 — котловина Андриатического моря, 10 — конус выноса в Красном море, 11 — котловина Адриатического моря.

В соответствии с этими особенностями распределение мощности нижней части разреза — палеозойско-эоценовой в окраинных (в Красном море это второй слой океанической коры в котловине и нубийская серия на шельфе) и преимущественно олигоцен-среднемиоценовой во внутренних морях региона — оказывается весьма своеобразным (см. рис. 13).

В первой группе морей мощности изменяются от 9 до 1—2 км и увеличиваются в направлении к континенту. На море Леванта, во впадине Геродота, доминирующие слои, вероятно, отсутствуют. Во второй группе, напротив, при диапазоне мощности от 1—2 до 4—6 км ее сокращение намечается главным образом к областям обрамления морских впадин. Однако в осевых зонах широтного и меридионального рифтов Алжиро-Провансской котловины доминирующие слои, по-видимому, отсутствуют.

Строение верхней части разреза, соответствующей позднеальпийскому структурному этажу, было изучено глубоковод-

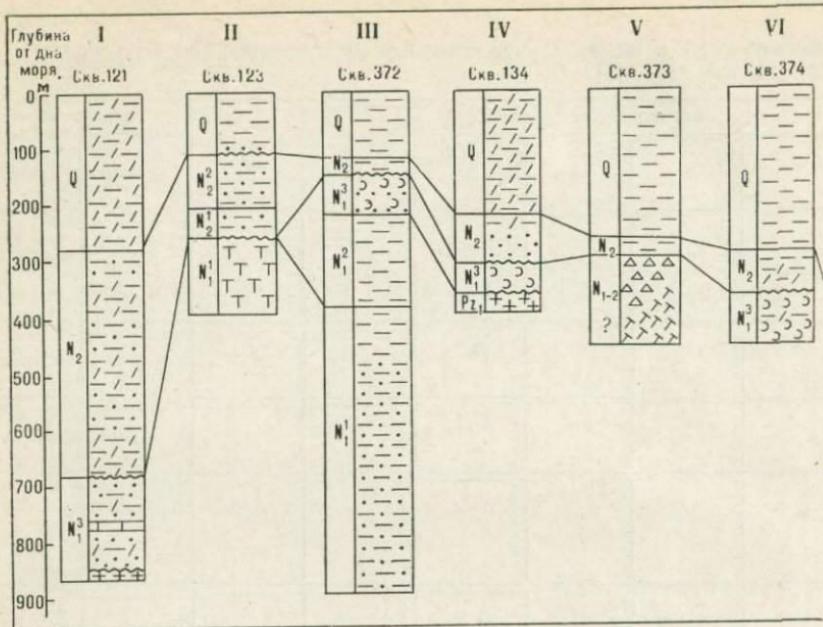
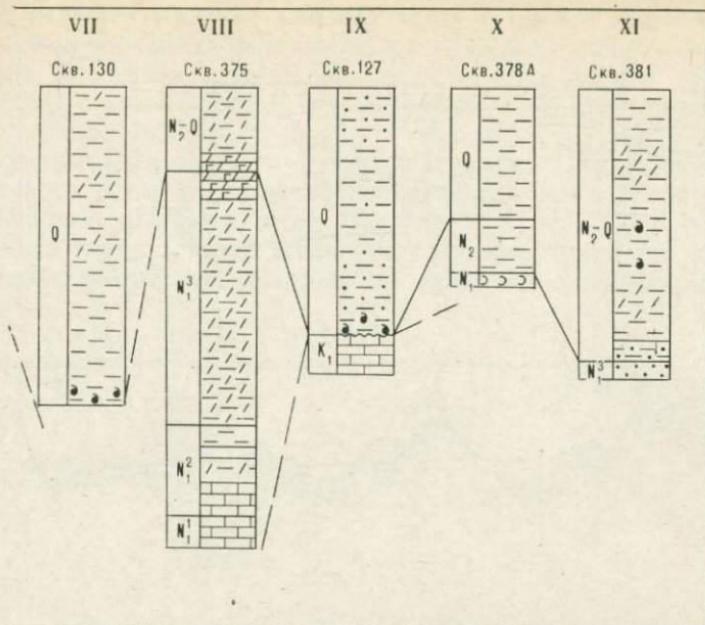


Рис. 27. Схема сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения в I — Альборанская котловина; II — Балеарская котловина; III — хр. Менорка; IV — конская котловина; VII — Левантийская котловина; VIII — хр. Флоренс; IX — Средиземноморье. Условные обозначения см. рис. 11

ным бурением [219, в. 13]. Верхнемиоценовый подэтаж (эвапориты мессиния), мощность которого изменяется по буровым и сейсмическим данным от 100 до 2000 и даже 10 000 м (?), залегает как на глубоководных терригенных осадках нижнего — среднего миоцена, так иногда непосредственно на метаморфических и вулканогенных комплексах континентальной коры (континентальный склон Сардинии). В толще эвапоритов были обнаружены конкреции гипсов, трещины высыхания, строматолиты и другие признаки осаждения в мелководной среде. Все это вызвало гипотезу о том, что в позднем миоцене происходило неоднократное (до 11 раз!) закрытие Гибралтарского пролива, вызывавшее полное осушение Средиземного моря или резкие понижения его уровня. Одним из первых, подметивших эту особенность истории Средиземного моря на основании обнаружения переуглубленных каньонов на продолжении дельты р. Нила, был И. С. Чумаков [139]. Осаждение эвапоритов при этом происходило в условиях мелких высыхающих (бессточных) озер [215].

Плиоцен-плейстоценовый структурный подэтаж характеризуется относительным постоянством литологического состава, представленного известковисто-терригенными и терригенными илами, но, напротив, весьма значительными изменениями мощ-



Средиземном и Черном морях [219].

тиентальный склон Сардинии; V — Тирренская котловина; VI — Иониче-
морский (Эллинский) хребет; X — Критская котловина; XI — Черноморская котловина.

ности. Так, например, мощность плейстоцена изменяется от 100—150 м в Балеарской котловине и на поднятии Флорес до более 550 м во впадине Геродота (подошва не вскрыта). Мощность плиоцена от 60—180 (в Тирренской, Ионической и Критской котловинах) до 400 м в Альборанском море (см. рис. 27). Современный структурный план плиоцен-плейстоценового подэтажа в целом осложняют многочисленные соляные диапиры, особенно широко развитые в Алжиро-Провансской котловине, погребенные вулканические тела, а также разрывные и складчатые деформации. Горизонтальное залегание слоев показательно лишь для отложений плейстоцена в глубоководных котловинах, но отмечается далеко не на всем их протяжении (рис. 28).

В вопросах структуры и истории формирования осадочной толщи окраинных морей прежде всего очевидно сходство Персидского залива и Восточного Средиземноморья. Это сходство, как было показано выше, распространяется здесь, по-видимому, и на глубинные горизонты литосферы. Различие проявляется только в отсутствии на отдельных участках глубоководной котловины моря Леванта гранито-гнейсового слоя, тогда как на Центрально-Левантийском поднятии фундамент Африкано-Аравийской платформы продолжается вплоть до Эллинского желе-

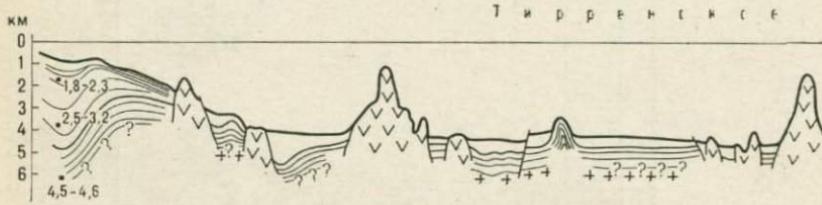
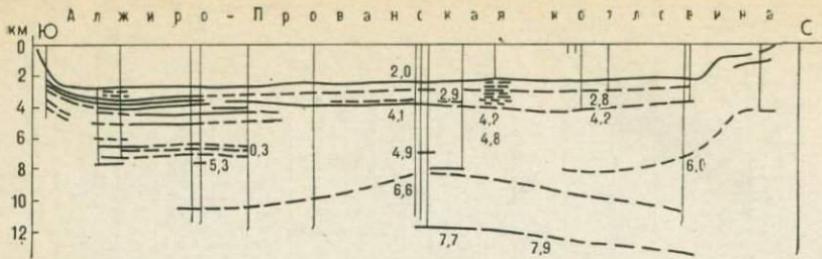


Рис. 28. Сейсмические профили через Средиземное море. По И. Финетти, К. Морелли, Е. Зарудски, 1970 г.; Л. Фальквист, 1963 г.

1 — складчато-метаморфические палеозойские комплексы срединного массива; 2 — вулканы; 3 — осадочный чехол

ба. Мощность осадочной толщи превышает в обоих случаях 10 км, достигая во впадине Геродота 15—19 км.

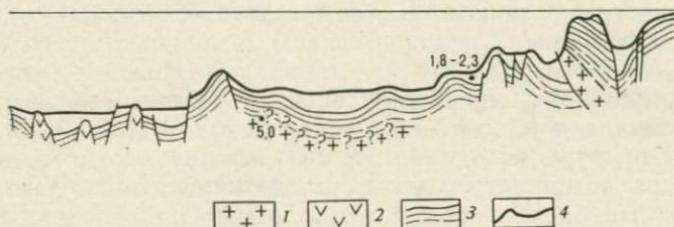
Платформенный чехол Африкано-Аравийской платформы полого погружается на север и северо-восток в пределы моря Леванта и Персидского залива. Его формирование началось в кембрийское время в континентальной, а затем в мелководно-морской обстановке. Прибрежно-морские и континентальные условия возникли вновь в каменноугольное — пермское время. В триасовый период и ранней юре палеогеография моря Леванта и Персидского залива была, вероятно, несколько различной. На западе восстановилась прибрежно-лагунная обстановка и наряду с красноцветами накапливались эвaporиты. На востоке находился мелководно-морской бассейн с карбонатной седиментацией, сопровождавшейся на отдельных участках осаждением эвапоритов в позднем триасе и поздней юре. Тем не менее в юрскую эпоху Персидский залив и море Леванта представляли собой скорее всего область карбонатного шельфа перед глубоководным бассейном Тетиса.

Этот шельф существовал и позднее, на протяжении всего мела, палеогена и миоцена, охватывая и район современного

Эллинского желоба, как это теперь однозначно установлено глубоководным бурением [219, в. 13]. На рубеже мела и палеогена вследствие дифференцированных подвижек по разломам на отдельных приподнятых блоках имели место перерывы в осадконакоплении. В позднем миоцене происходит осаждение эвапоритов, а затем постепенно от раннего плиоцена до четвертичного времени включительно оформляются очертания глубоководной котловины моря Леванта.

На севере Левантайская котловина обрамлена Средиземноморским хребтом, который по гравитационной характеристике

море



ЮВ

и морфологии морского дна имеет сходство с осадочными хребтами, окаймляющими островные дуги [263]. Полагают, что образование этого хребта произошло в конце плиоцена вследствие горизонтальных напряжений, обусловивших возникновение зоны Заварицкого — Беньофа и сопряженного с нею Эллинского желоба. Однако в Тихоокеанском сегменте наблюдается несколько иное сочетание: глубоководный желоб — осадочный хребет — островная дуга. В Средиземном море эта триада следующая: Средиземноморский хребет — Эллинский желоб — Критская дуга. Не исключено, что это различие вызвано распределением напряжений в земной коре на стыке двух континентальных плит, а не океанической и континентальной плиты, как это имеет место в Тихоокеанском сегменте.

В Адриатическом море структура и история формирования осадочной толщи должны быть близки к описанным для Восточного Средиземноморья, так как оно возникло на докембрийском массиве, являющемся частью платформенного обрамления Средиземноморского подвижного пояса [132]. Фундамент массива погружен до глубин более 10 км и испытывает региональный наклон с востока на запад. Предполагается, что утонение

гранито-гнейсового слоя происходит только в небольшой по размерам глубоководной котловине, располагающейся в юго-восточной части Адриатического моря.

О палеозойском этапе формирования осадочной толщи Адриатического моря прямых сведений нет. Однако квазиплатформенное развитие Динарид в палеозойскую эру, а также преимущественно мелководная седиментация в районе Альп и Апеннин в позднем палеозое дают основание ожидать, что в формационном составе домезозойского разреза Адриатики существенных отличий от моря Леванта не наблюдается. В триасовое время осадконакопление происходило как в континентальной, так и в прибрежно-лагунной обстановке. В позднем триасе на отдельных участках возникли полузамкнутые бассейны, где осаждались хемогенные осадки — гипсы, ангидриты, соль. В юрский и меловой периоды господствовала мелководная карбонатная седиментация, сопровождавшаяся ростом рифовых массивов. В начале кайнозойской эры происходит интенсивная перестройка структурного плана и в центральной части Адриатического моря возникает поднятие, разделившее мезозойский седиментационный бассейн на две относительно изолированные впадины [287]. Северо-восточная из них испытывала значительное отставание в прогибании, вследствие чего мощности кайнозоя в ее пределах сокращены до 1000—1500 м, причем на плиоцен-четвертичные отложения приходится не более 400—500 м [190]. В юго-западной, напротив, прогибание было интенсивным и перед фронтом Апеннин образуется цепочка краевых прогибов (Паданский, Адриатический, Браданский), где мощности только орогенной формации плиоцена превышают 3000 м. Еще одна перестройка структурного плана приходится на начало четвертичного периода, поскольку неогеновые и плейстоценовые отложения имеют обратное падение в дельте р. По. Погружение дна Адриатического моря в современную эпоху происходит со скоростью до 3,3 мм/год [190].

Внутренние моря (Тирренское, Алжиро-Прованская котловина, Эгейское) значительно отличаются по строению осадочной толщи от Восточного Средиземноморья и Адриатического моря. Это обстоятельство обусловлено, очевидно, существенно иной стадией их эволюции.

В Тирренском море осадочная толща залегает на разновозрастных складчатых комплексах палеозоя — триаса, обнаруженных драгированием не только на континентальном склоне, но и в глубоководной котловине [189, 208]. К упомянутой котловине приурочено приподнятое плато, окаймленное рядом впадин, образующих почти сплошной круговой пояс. Наиболее прогнутая из них — Корсико-Сардинская, выполнена толщей осадков мощностью до 12 км. В других впадинах эта мощность достигает 5—6 км. В сторону центрального плато мощности повсеместно сокращаются до 200—500 м. Таким образом, лин-

за осадочного чехла имеет здесь вогнуто-выпуклое строение, характерное и для внутренних морей Тихоокеанского сегмента (Охотское, Карибское и др.).

В осадочной толще Тирренского моря выделяются два структурных этажа — позднеальпийский, состоящий, в свою очередь, из трех подэтажей со скоростями 1,8—2,3; 2,5—3,2; 4,0 км/с, а также киммерийско-раннеальпийский, характеризующийся скоростью 4,1—5,5 км/с и распространенный по периферии котловины.

По совокупности данных, в том числе и глубоководного бурения [219, в. 13], история формирования этой толщи представляется в следующем виде. Начиная с триаса, а может быть, и с перми, происходило заполнение краевых прогибов позднегерцинских горных сооружений, обрамляющих Тирренский срединный массив. На севере этого массива в позднетриасовое время располагался полузамкнутый морской бассейн, где накапливались эвапориты. Общая мощность отложений мезозойско-раннекайнозойского этапа развития достигает в Корсико-Сардинском проливе 11 км. Именно они и образуют нижний структурный этаж со скоростями 4,0—4,5 км/с. Верхний структурный этаж залегает с несогласием на нижнем. Возраст пород, слагающих его нижний подэтаж (скорости 4 км), известен теперь вполне достоверно и определяется поздним миоценом. В этом интервале времени на месте Тирренского моря находился морской бассейн, осадки которого представлены ныне терригенно-карбонатной формацией и мессинскими эвапоритами. Вышележащий подэтаж (1,8—3,2 км/с) залегает на нижнем подэтаже, а кое-где и на киммерийском этаже с угловым несогласием, причем мессинские эвапориты во втором случае отсутствуют (скв. 373). Этот плиоцен-плейстоценовый этаж слагают отложения, накапливавшиеся в глубоководной обстановке. Именно от позднего миоцена и начались интенсивное погружение Тирренского срединного массива и деструкция гранито-гнейсового слоя в его центральной части. Подобно тому, как это происходит в тылу островных дуг Тихого океана, деструкция сопровождалась на обрамлении массива щелочным и кислым вулканализмом, а в его центральной части — базальтовым (вулканы Вавилов, Марсило и др.). Различие в строении верхней мантии Тирренского и Черного морей привело М. В. Муратова [85] к заключению, что процессы, которыми можно объяснить образование глубоководной котловины Черного моря, заключаются в уплотнении гранито-гнейсового слоя и переходе слагающих его пород из амфиболитовой фации метаморфизма в гранулитовую, а для базальтового слоя в переходе габбро и базальтов в эклогиты.

Алжиро-Прованская котловина отличается от Тирренского моря значительно большей гетерогенностью строения, так как в ее состав входят Балеарская котловина с утоненной континен-

тальной корой, морское продолжение Бетской Кордильеры, отделяющее упомянутую котловину от Алжиро-Прованской, а также Альборанско море с самым молодым возрастом новообразованной коры в Западном Средиземноморье. Тем не менее в структуре бассейна и истории формирования его осадочной толщи намечается много общих черт с Тирренским морем. К их числу относятся наличие блоков гранито-гнейсового слоя на абиссальных глубинах [219, v. 13], форма линзы осадочной толщи (правда, амплитуда ее внутреннего поднятия здесь всего лишь 2—3 км), сейсмическая характеристика и формационный состав позднеальпийского и киммерийско-раннеальпийского структурных этажей.

Нижний из этих этажей совместно с позднегерцинским подэтажом наиболее достоверно может быть выделен лишь на северном шельфе Балеарской котловины.

В основании осадочной толщи, по-видимому, залегают континентальные и прибрежно-лагунные угленосные отложения позднекаменноугольного — пермского возраста. Однако, если судить по сейсмическим профилям, эти образования пользуются преимущественным распространением только на обрамлении глубоководной котловины и, вероятно, выклиниваются к подножию континентального склона. В триасовый период осадконакопление происходило в полузамкнутом морском бассейне, возникшем вблизи Бетского глубоководного трога. В отдельные промежутки времени морская обстановка сменялась континентальной, и в результате триас представлен типичной «германской фацией». Вполне вероятно, что эвaporиты триаса присутствуют в разрезе и на некоторой части площади Балеарской котловины. В позднеюрско-раннемеловое время в области современного шельфа накапливались орогенные известняки, а восточнее, за континентальным склоном, относительно глубоководные глинистые осадки. Однако образования позднемелового — эоценового возраста почти повсеместно вновь представлены мелководно-морской карбонатной формацией. В олигоцен-миоцене по периферии котловины отдельные блоки были приподняты над уровнем моря и являлись поставщиками мелко- и грубообломочного материала в наложенные кайнозойские впадины, возникшие, например, в дельтах рек Эбро и Роны вблизи Балеарских островов. Однако отложения раннего миоцена испытывают существенное изменение литологического состава по простианию и вблизи палеовулканов почти нацело представлены туфами [219, v. 13].

Характерной чертой позднемиоценового времени было широкое осаждение эвапоритов, образующих ныне соляные купола, обнаруженные практически на всей площади Алжиро-Прованской котловины [267]. Неоднократное падение уровня Средиземного моря в позднем миоцене, вплоть до полного осушения, привело к тому, что осадки плиоцен-плейстоцена зачастую

ложатся на разновозрастную эрозионную поверхность миоценовых и более древних пород (см. рис. 27).

Общие черты в строении осадочного чехла внутренних морей Западного Средиземноморья еще недостаточны для однозначного суждения о направленности геодинамического процесса, обусловившего возникновение Алжиро-Прованского глубоководного бассейна. При решении этого вопроса приходится учитывать следующие обстоятельства: граничные скорости 7,7 км/с в кровле верхней мантии под Алжиро-Прованской котловиной; простирание аномалий магнитного поля, секущее по отношению к складчатым комплексам герцинид на ее обрамлении; залегание отложений миоцена в Альборанском море непосредственно на базальтах; перемещение надвигов в Бетской Кордильере и Рифе в направлении от Альборанского моря.

Ряд авторов пришли к выводу о ведущей роли горизонтальных движений в геологической истории Западного Средиземноморья [145, 290]. Наиболее вероятное время горизонтальных движений в процессе новообразования коры Алжиро-Прованской котловины поздний олигоцен — ранний миоцен, а в Альборанском море — поздний миоцен. Однако начиная с плиоцена преобладают вертикальные движения, амплитуда которых превысила 3 км.

Во внутренней области Средиземноморского пояса находится также Эгейское море, занимающее весьма своеобразную тектоническую позицию. Большая часть его площади приурочена к погруженным блокам древних, докембрийских Родопского и Мендересского массивов. К северу от них, а также между ними протягивается серия альпийских складчато-геосинклинальных систем Среднегорской, Понта, Странджи, Вардарской, Измиро-Анкарской и Эллинид. Морским продлением Эллинид являются Критская островная дуга и хребет Кикладос, а Вардарской зоны, вероятно, хребет Скирос. Мендересский массив представлен в море Центральным асейсмичным плато, Родопский и Северо-Анатолийский массивы — погруженными блоками Анатолийским грабеном и впадиной Лесбос. Вся эта мозаика тектонических элементов осложнена наложенной Эгейско-Дунайской системой рифтов поперечной ориентировки по отношению к Средиземноморскому поясу.

Материалы морских геофизических исследований свидетельствуют об образовании Эгейского моря в новейшее время [243, 279]. Мощность коры изменяется от 32 км в его центральной части до 26 км в глубоководной котловине. Далее к югу она вновь возрастает до 30—34 км в пределах Критской островной дуги. Скорости упругих волн в консолидированной коре — 6,2 км/с, а на разделе Мохоровичича — 7,7 км/с, что наряду с высоким тепловым потоком и сейсмичностью (см. выше) свидетельствует о разуплотнении вещества верхней мантии. Мощность неуплотненных осадков плиоцен-плейстоценового возраста изме-

няется от 250 до 1000 м и более. Распределение этой мощности контролируется структурными блоками, приподнятыми на протяжении всего неотектонического этапа, но на севере в большей степени находится в зависимости от речной сети, а в центральной и южной частях — от вулканической активности. При этом изменение скорости седиментации во времени оказывается взаимосвязанным с колебаниями уровня моря в Левантской и Черноморской котловинах (рис. 29).

Эволюция участка литосферы, занятого Эгейским морем, может быть намечена весьма приблизительно. Родопский и Мендересский массивы, представлявшие единое целое в докембрии, были затем разделены на отдельные блоки. На раннекиммерийском этапе в процессе образования Тетиса эти блоки оказались, вероятно, сдвинутыми по отношению друг к другу. При этом Родопский массив сместился к северу. Возможность подобного перемещения Родопского массива отмечалась А. В. Пейве на основании обнаружения сланцев мелового возраста под протерозойским комплексом этого массива. Позднекиммерийско-раннеальпийский этап характеризовался возникновением Эгейско-Дунайской рифтовой системы, к которой позднее приспособилось Эгейское море [31], а также возникновением новой серии островных дуг, последовательно мигрировавших к югу. На позднеальпийском этапе в системе Эллинид образовалась Критская дуга, относящаяся уже к категории современных геосинклиналей. Она обладает всеми признаками активной окраины — вулканизм смешанного состава от щелочных толеитов до риолитов (Санторин и другие вулканы), глубоководным желобом, собственно островной дугой с надвигами и ультрабазитами, тыловой котловиной, сейсмофокальной зоной Заварицкого — Беньофа, проникающей в мантию до глубин 200 км.

Позднеальпийский этап, охватывающий миоцен-плиоценовое время, знаменовался еще одним циклом деструкции литосферы, выразившейся в усилении рифтогенеза вдоль древних линеаментов и в тылу островной дуги, а также вертикальными подвижками небольших блоков по системам разломов. Последнее получило отражение в несогласном залегании миоцена на более древних комплексах, формировании ряда относительно изолированных осадочных бассейнов [82, 220].

Самые крупные из бассейнов два: Северо-Эгейский и Южно-Эгейский. Первый охватывает Анатолийский грабен и впадину Лесбос. Он выполнен орогенной формацией миоцен-четвертичного возраста мощностью до 2—3 км. Морским нефтяным бурением под неогеном, а иногда под эоценом были вскрыты породы фундамента Родопского массива и вулканиты широкого возрастного диапазона от докембрийского до раннепалеогенового. Второй приурочен к Критской котловине, его северным обрамлением является дуга Цикладос. Мощность вулканогенно-осадоч-

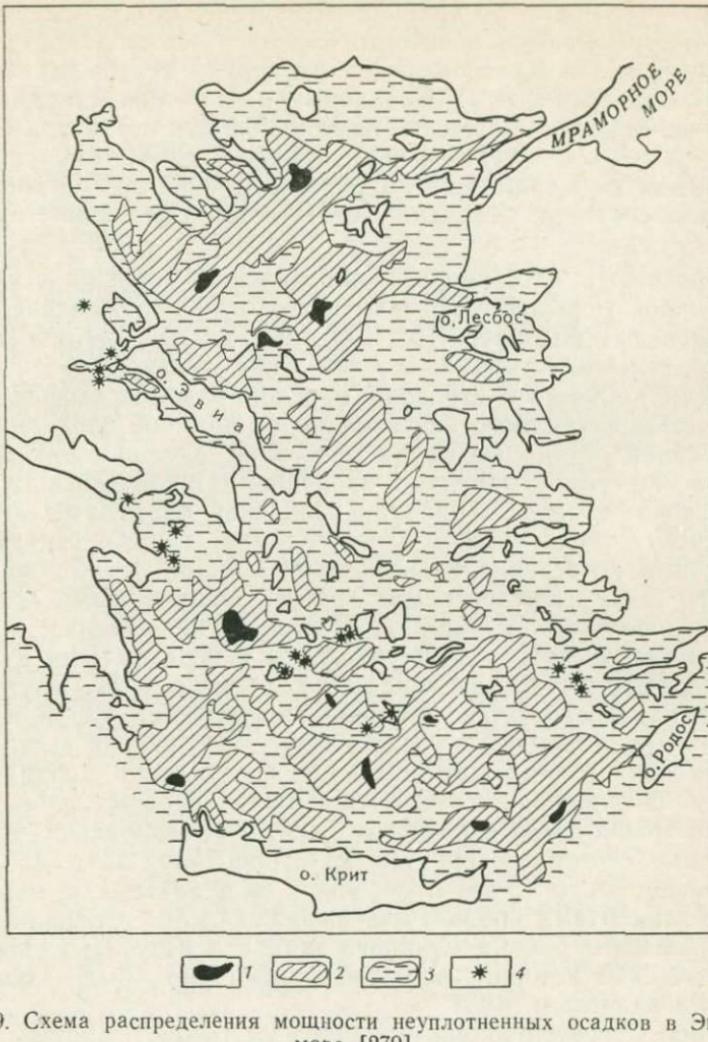


Рис. 29. Схема распределения мощности неуплотненных осадков в Эгейском море [279].

Мощность осадков: 1 — до 250 м; 2 — от 250 до 1000 м; 3 — свыше 1000 м; 4 — плиоценовые и современные вулканы

ного выполнения здесь до 3,5 км. Ю. А. Нубарян на основании распространения на отдельных островах Эгейского моря морских отложений тортонского яруса предполагал наличие в разрезе Северо-Эгейского бассейна эвапоритов мессиния, что подтвердило бурение.

Красное море совместно с Аденским заливом входят в состав протяженного Африкано-Аравийского рифтового пояса и, следовательно, с другими морями Средиземноморского региона генетически ничего общего не имеют. Однако, как это не удиви-

тельно, в эволюции по крайней мере Эгейского и Красного морей обнаруживаются некоторые сходные черты. Они заключаются в том, что Красноморский рифт, как это было показано А. Н. Вишневским, А. И. Кривцовым и А. В. Разваляевым [23], занимает секущее положение по отношению к структурам Африкано-Аравийской платформы, подобно тому, как Эгейско-Дунайская рифтовая система пересекает складчато-геосинклинальные системы и срединные массивы Средиземноморского пояса.

Строению и истории развития Красного моря на основании материалов морской геофизики и геологии обрамляющей суши был посвящен ряд работ [52, 108, 126, 182, 201, 251, 266].

Пристальное внимание к этой относительно небольшой площади и простоте строения морской впадине вызвано возможностью наглядного изучения на ее примере едва ли не самой ранней стадии эволюции пассивных океанических окраин. Собственно северо-западное окончание Индоокеанского хребта внедрено в тело Африкано-Аравийской платформы лишь до Аденского залива включительно. Красное море в структурном отношении представляет вытянутый двойной (телескопированный, по А. Е. Святловскому) грабен, внешние борта которого сложены блоками докембра, а внутренние — такими же блоками, но опущенными до глубин 5 км и перекрытыми вулканогенно-осадочным чехлом мощностью от 2 до 5 км. Внутренний грабен характеризуется типичной океанической корой и повышенной проницаемостью, получившей отражение в экстремальных значениях теплового потока и поступлении дериватов из мантии, обусловивших накопление металлоносных илов. Поперечные трансформные разломы делят Красноморский рифт на отдельные секторы, сдвинутые по отношению друг к другу.

Красное море кроме поперечной гетерогенности обладает также элементами продольной, выражющейся в континентальном типе коры района Суэцкого залива и несколько иной его геологической истории; последнее наглядно было показано А. В. Разваляевым [108].

Район Суэцкого залива от девона до раннего миоцена включительно, с непродолжительными перерывами, представлял собой краевую область седиментационного бассейна Восточного Средиземноморья. В среднем — позднем миоцене проходило накопление эвaporитов, а в плиоцене — преимущественно континентальных осадков. Район собственно Красного моря являлся частью обширного сводового Арабо-Нубийского поднятия вплоть до среднего миоцена. Здесь только с позднего мела до раннего миоцена с местными перерывами, приходящимися на олигоцен, отлагались континентальные и мелководно-морские осадки, а также вулканиты «нубийской серии». Однако тафрогенная стадия разрушения Арабо-Нубийского поднятия проходила уже в олигоцене и раннем миоцене. Она сопровож-

далась внедрением даек основного состава и излияниями траппов. Первая стадия раздвиговых деформаций имела место скорее всего в раннем миоцене, а между плиоценом и плейстоценом — вторая [201, 251]. После первой стадии возник Красноморский грабен в целом и хемогенное осадконакопление проходило как в Красном море, так и в районе Суэцкого залива. Вторая стадия привела к образованию современной глубоководной котловины, где отмечаются признаки интенсивного толеитового вулканизма, отделению от Средиземноморского морского бассейна, и, напротив, к устойчивым связям с Индийским океаном. Плиоцен-четвертичные глубоководные осадки содержат прослои туфов, являющихся продуктом субаэрального вулканизма на обрамлении котловины.

Происхождение Красного моря связывают с подъемом мантийного вещества вдоль оси растяжения, обусловившим вначале вздымаение Арабо-Нубийского поднятия, а затем его разрушение с интенсивными раздвиговыми деформациями [251]. Этот процесс получил отражение в интенсивной магматической активности, сейсмичности и очень высоком тепловом потоке.

Итак, главные черты окраинных и внутренних морей Средиземноморского региона заключаются в важной роли рифтогенеза, существенных признаках внедрения мантийного вещества на начальной стадии новообразования коры глубоководных котловин, высокоамплитудных вертикальных перемещениях блоков на завершающей стадии формирования этих морей. Рифты образуют различные системы, иногда напоминающие тройное соединение, но во многих случаях занимают секущее положение к более древним тектоническим комплексам. Одновременно планетарные процессы перемещения плит и горообразования вызвали превращение области Средиземного моря в позднем миоцене в относительно замкнутый, а местами осушенный водоем, а сжатие в зоне сопряжения Африкано-Аравийской плиты и Средиземноморского подвижного пояса обусловило формирование обширной области развития олистостром в плиоцен-четвертичных осадках морей Леванта и Ионического.

Черноморско-Каспийский регион существенно отличается территориальной разобщенностью входящих в его состав морей. При этом Средний и Северный Каспий, Азовское море и запад Черного моря приурочены к тектоническим областям обрамления Средиземноморского пояса, а Южный Каспий и восток Черного моря находятся в его пределах. Подобная специфика тектонической позиции дает основание с учетом особенностей истории Эльбурса, Кавказа, Понта и других складчато-геосинклинальных систем обрамления рассматривать данные моря как находящиеся в переходной области от платформ к древним активным окраинам. О правомерности такой типализации свидетельствует также опыт геодинамического анализа эволюции Кавказа (Ш. А. Адамия, В. Е. Хайн и др.).

Современная геодинамическая обстановка в регионе относительно проста. Здесь выделяются две области повышенного выделения сейсмической энергии. Первая распространяется от Оманского залива Индийского океана к северу до районов восточного обрамления залива Кара-Богаз-Гол. Она обладает поперечной ориентировкой по отношению к структурам Средиземноморского пояса и отвечает известному Урало-Оманскому линеаменту. Вторая, напротив, ориентирована согласно с сооружениями Горного Крыма, Кавказа, Понта и как бы обтекает Черноморскую котловину с севера и юга. На западном обрамлении Черного моря она пересекает сооружения Старой Планины и дальнейшее продолжение находит в зоне Вранча на Карпатах. С краевыми частями этой области связано небольшое число землетрясений в Черном море на продолжениях альпийских систем обрамления и, что более важно, среднефокусные (глубина гипоцентров до 140 км) землетрясения на западе Среднего Каспия. Центральная часть Черного, Азовского и почти все Каспийское море, за исключением Кара-Богаз-Гола и указанного участка среднефокусных землетрясений, практически асейсмичны.

П. Н. Николаев [92], основываясь на распределении сейсмичности, трассировал в Черном море границы альпийских складчато-геосинклинальных систем. П. Н. Кропоткин и Л. В. Ларионов [62] по тем же признакам намечали аналогию между современной геодинамической обстановкой в островных дугах Тихоокеанского сегмента и в Черноморско-Каспийском регионе. В последнем случае, по их мнению, имеют место два встречных подвига — с юга на северо-восток единой литосферной плиты, охватывающей Черноморскую и Южно-Каспийскую впадины совместно с Грузинской и Азербайджанской глыбами, второй с севера на юго-запад Скифской плиты под ороген Большого Кавказа. Сходные идеи высказывал и С. А. Ушаков. Черноморская и Южно-Каспийская котловины, по П. Н. Кропоткину и Л. В. Ларионову [62], являются реликтами позднепалеозайско-раннемезозайского Тетиса.

Между ареалами повышенного выделения сейсмической энергии и теплового потока преобладают прямые соотношения, особенно отчетливые в горных сооружениях Кавказа. Каспийское и Черное моря, напротив, характеризуются нормальным тепловым потоком. Однако на его фоне существуют небольшие участки с повышенными значениями. В Каспийском море они находятся в его средней котловине, а в Черном море тяготеют к зонам поперечных разломов, морскому продолжению Аджаро-Триалет, Центрально-Черноморскому поднятию, разделяющему восточную и западную котловины, а также Причерноморскому прогибу в северо-западном секторе [18, 74].

Мощность литосферы оказывается наибольшей на Турецкой плите, где ее подошва может находиться на глубинах от 100—

130 до 300 км с общей тенденцией воздымания к югу. Сокращение мощности до 60—100 км намечается в Черноморской котловине. Тектонические блоки с мощностью литосферы от 60 до 35 км немногочисленны — это, по-видимому, Причерноморский прогиб, котловина Южного Каспия, Куринская и Рионская межгорные впадины. Сокращение мощности до 15—25 км выявлено на Большом Кавказе и его следует предполагать в других горных сооружениях на обрамлении Каспийского и Черного морей [6, 7, 288].

Таким образом, геодинамическая ситуация оказывается весьма похожей на существующую в Мексиканском и Персидском заливах, в Восточном Средиземноморье, а также Коралловом море. Эта аналогия распространяется также на строение консолидированной коры и ее осадочной оболочки (см. рис. 6, 7, 8, 12).

В Каспийском море кора достаточно гетерогенна. В северных его районах в области молодой платформы ее мощность 30—35 км. К югу происходят утонение консолидированной коры и возрастание мощности осадочного чехла до 20 км. Полагают, что в котловине Южного Каспия гранито-гнейсовый слой отсутствует [17, 33]. Именно на примере Каспийского моря И. П. Косминской [57] были выделены «субокеанический» и другие типы коры, получившие всеобщее признание.

В пределы глубоководной котловины Южного Каспия протягиваются складчатые зоны, представляющие продолжение тектонических элементов Куринской впадины. В области шельфа и материкового склона эти складки сопровождаются продольными нарушениями, вдоль которых находятся многочисленные грязевые вулканы. На восточной части котловины складчатость чехла более пологая и имеет преимущественно северо-восточное антикавказское простиранье. Характерно, что складки получают отчетливое отражение в мощностях новейших (новокаспийских) осадков и рельфе морского дна [118].

Черное море приурочено к крупному поднятию подошвы земной коры с амплитудой от 20 до 40 км. Вероятно, что поднятие состоит из двух блоков, разделенных Одесско-Анатолийским линеаментом и отвечающих соответственно Добруджинско-Западноанатолийскому и Кавказско-Восточноанатолийскому сегментам Средиземноморского пояса, выделенным В. Е. Ханим. Гранито-гнейсовый слой присутствует в строении коры только на склонах блоков, где его мощности нарастают до 15—20 км и более. Между блоками установлены существенные различия в гипсометрии раздела Мохоровичча, соотношениях этого раздела и поверхности фундамента; сейсмичности, истории геологического развития в ряде других признаков [49].

Гетерогенность коры Черноморской котловины проявляется также в трехслойной ее структуре в пределах Центрально-Черноморского поднятия и двухслойной «субокеанической» в за-

падной и восточной котловинах. Границы скорости 5,5—6,0 км/с, выявленные в коре поднятия, дали основание предполагать, что этот блок относится к континентальному типу и был втянут в нисходящие движения в послеюрское время [83].

Структурные этажи в осадочной толще Черного моря имеют различный объем и распространение. Вероятно, что наиболее полный их набор получает развитие в шельфовой области Восточно-Европейской платформы, где выделяются следующие этажи: каледонский (кембрий—нижний карбон), герцинский (средний карбон—пермь), раннекиммерийский в составе двух подэтажей—триасового и юрского, позднекиммерийско-раннеальпийский (мел—эоцен) и позднеальпийский (олигоцен—плейстоцен). Применительно к глубоководной котловине Черного моря проблема наличия в разрезе чехла допозднекиммерийско-раннеальпийских структурных этажей является предметом дискуссии.

По сейсмическим данным в осадочной толще выделяются три слоя: верхний, характеризующийся скоростью 1,6—1,8 км/с и мощностью 1—2 км; промежуточный, выделяемый по скоростям до 3,0 км/с, обладающий мощностью от 3 до 5 км; нижний со скоростями упругих волн от 4 до 5 км/с, достигающий мощности до 2—3 км в восточной котловине и 7—8 км в западной. Нижний слой, в свою очередь, состоит из трех горизонтов, причем в одном из них намечается инверсия скорости [42]. Если преимущественно осадочная природа горизонта со скоростями от 4 до 5 км/с не вызывала сомнений, то в оценке его стратиграфической принадлежности мнения исследователей оказались различными. Одни предполагают, что он охватывает образования эоцен-мелового, юрского, а местами позднепалеозойского возраста [85, 87, 90]. Другие отдают предпочтение преимущественному распространению в Черноморской котловине олигоцен-антропогенного комплекса с небольшой долей участия палеоцен-мела и местами юры [137, 138].

Верхний плиоцен-плейстоценовый горизонт чехла залегает в Черноморской котловине преимущественно горизонтально. Однако вблизи горных сооружений Крыма и Кавказа он не только прислонен к более древним слоям, но и образует системы складок, порой довольно интенсивных. Вдоль континентального склона Большого Кавказа структуру чехла осложняют также разрывы северо-восточного простириания, надвиги и крупные оползневые блоки [75, 101].

Североморский регион включает Балтийское и Северное моря. Большая часть площади первого из них приурочена к древней Восточно-Европейской платформе и к Средиземноморскому поясу непосредственного отношения не имеет. Второе море тяготеет к области распространения ранних герцинид и каледонид западного окончания Средиземноморского пояса. Длительная и сложная эволюция обширной области прогибания на западе

Европейской платформы, сформировавшейся на крайне гетерогенном фундаменте, охватывала по существу весь фанерозой. Однако седиментация в орогенной и платформенной обстановке не была одновременной по всей площади. В пределах Балтийского моря и его обрамления она началась в позднем протерозое — раннем палеозое, а в центральной части Северного моря скорее всего в среднем палеозое. В кайнозойскую эру, напротив, район Северного моря испытывал преимущественно нисходящие движения, а Балтийского — малоамплитудное поднятие. Единый Североморско-Балтийский морской бассейн возник лишь в послеледниковую эпоху.

В итоге сформировалась весьма гетерогенная область прогибания, известная под названием Северо-Европейского осадочного бассейна (И. О. Брод и др.), или Среднеевропейской мегасинеклизы (С. Бубнов, Г. Х. Дикенштейн, В. Е. Хайн). Однако название Среднеевропейская синеклиза применяется для территории к западу от глубинного разлома «линия Тейссейра — Торнквиста» и не касается большей части Балтийского моря. В этой связи Среднеевропейская синеклиза (или плита, по М. В. Муратову) будет рассматриваться как составной элемент Северо-Европейской области прогибания, геологию которой вполне правомерно анализировать как единое целое, тем более, что Северное и Балтийское моря занимают лишь часть ее площади.

С тектонических позиций в составе Северо-Европейской области прогибания принимают участие два основных структурных элемента — Балтийская синеклиза и Средневаропейская плита. Вдоль северо-восточной окраины плиты протягивается Датско-Польский авлакоген, отделяющий Балтийскую синеклизу от Североморской синеклизы, обладающей рядом специфических черт строения. Они заключаются в субокеаническом типе земной коры при отсутствии глубоководной котловины, неоднократных вспышках вулканизма на протяжении геологической истории, наличии разновозрастных эвапоритовых серий, из которых наибольшей мощностью обладает позднепермская, ограничении северной оконечности синеклизы континентальным склоном Атлантического океана [15, 44, 46, 63].

Отмеченная специфика придает большой интерес многоплатформовому сравнению Северо-Европейской области прогибания в целом и Североморской синеклизы в частности с морями котловинного типа, занимающими сходную тектоническую позицию.

Геодинамическая обстановка в регионе хотя и внешне проста, но довольно своеобразна. Ареалы повышенного выделения сейсмической энергии здесь не существуют, однако разрозненные мелкофокусные и малоамплитудные землетрясения все же имеют место. Они тяготеют главным образом к Рейнскому и Североморскому сегментам Западно-Европейской рифтовой систем-

мы, выделенной В. Е. Хаином [131]. Тепловой поток отличается повышенными значениями по всей области герцинид Западной Европы и в Северном море — от 1,2 до 1,8 мкал/см²·с. Однако в пределах Ронского и Рейнского сегментов упомянутого пояса его значения превышают 1,8 мкал/см²·с. Такой же тепловой поток известен и в Паннонской впадине. Нормальный тепловой поток со значениями до 1,2 мкал/см²·с характерен для запада Восточно-Европейской платформы, в том числе и для районов непосредственного обрамления Балтийского моря. Исключение в этом плане представляет грабен Осло на Балтийском щите, где тепловой поток возрастает до 1,8 мкал/см²·с [162, 206, 217].

Строение коры и верхней мантии Европы было изучено различными методами геофизики, в том числе и магнитотеллурическими зондированиями. В итоге на многих участках в мантии, а иногда в коре (Ирландское море) был выявлен низкоскоростной и высокопроводящий слой, отождествляемый с астеносферой [109, 150].

Результаты отмеченных исследований предоставили возможность наметить предварительную схему распределения мощности литосфера в рассматриваемом регионе и его обрамлении. Наибольшее значение мощности до 150—180 км намечается на Русской плите к югу от Финского залива. На южной окраине Балтийского щита эта мощность сокращается до 70—80 км. Близкие ее значения имеют место в области герцинид Западной Европы. Далее существенное сокращение мощности до величин менее 60 км, а в Ирландском море до 12—15 (?) км происходит в рифтовых грабенах Западно-Европейской системы, включая Северное море. Все это, во-первых, обнаруживает поразительное сходство современной геодинамической обстановки в Мексиканском заливе и его платформенном обрамлении, Персидском заливе, Северо-Австралийской и Северо-Европейской, а также в несколько меньшей степени в Азово-Черноморской и Восточно-Средиземноморской областях прогибания и, по-видимому, в Коралловом море. Во-вторых, эти данные наряду с рельефом дна подтверждают мнение многих исследователей о возможной рифтогенной природе Ирландского моря (см. рис. 7, 8).

Особенности строения коры рассматриваемого региона могут быть намечены по результатам глубинного сейсмического зондирования и анализа физических полей [12, 38, 117, 141, 161, 199, 271, 301].

Кора испытывает существенное утонение к центральным частям Северного и Балтийского морей, особенно интенсивное в Северноморском сегменте Западно-Европейской рифтовой системы. При этом обнаруживаются значительная (до 15—25 км) расчлененность поверхности Мохоровичча и резкая горизонтальная неоднородность не только коры но и, по-видимому, верхней мантии. Эта неоднородность выражается в отсутствии

четкого раздела Конрада в рифтогенных прогибах (Датско-Польском, Викинг и др.), а также появления здесь участков разуплотнения мантии, выделяемым по скоростям 7,7—7,8 км/с. Региональное вздымаение подошвы коры, в свою очередь, осложнено более частными подъемами и понижениями, контролируемыми глубинными разломами. Последние получают отражение в зонах градиентов силы тяжести. Важно отметить, что рельеф подошвы коры обладает преимущественно секущим северо-западным простиранием в Балтийском море и субмеридиональным в Северном (рис. 30).

Ориентировка рельефа подошвы коры, намеченная в известной степени условно по распределению аномалий силы тяжести, вызвана разными причинами. На Восточно-Европейской платформе (Балтийское море и его обрамление), например — внутренним строением гранито-гнейсового слоя, что косвенным образом подтверждается аналогией со структурой коры Украинского щита [277]. В пределах Среднеевропейской плиты, относящейся к молодой платформе, деструкция коры была обусловлена многократными наложенными процессами рифтогенеза, которые были здесь наиболее интенсивными в позднепалеозойско-раннемезозойское время.

Разломы северо-западной и северо-северо-восточной ориентировки контролируют такой важнейший элемент тектоники Среднеевропейской плиты в целом и Североморской синеклизы в частности, как системы трогов (рис. 31). Рифтогенная природа трогов устанавливается по целому комплексу признаков: утонению коры и литосферы, повышенному тепловому потоку, специальному для ряда рифтов вулканизму основного состава [224, 299].

Выделяют четыре системы рифтов — Скагеррак, Индефатигабл, Фортис и Шетландскую. В состав первой входят генетически различные и разновозрастные рифты северо-западного окончания Датско-Польского авлакогена, грабена Осло и Западно-Норвежский, совпадающий по местоположению с одноименным желобом. Заложение системы Скагеррак происходило на юге в позднепротерозойское время, а на северо-западе преимущественно в раннепермское. Общее ее развитие было, по-видимому, более длительным, поскольку в Западно-Норвежском грабене известны молодые (эоценового возраста?) магматические тела основного состава, а в кайнозойском комплексе Северо-Датской впадины многочисленные горизонты туфов.

Системы рифтов Индефатигабл и Фортис в глобальном плане являются северным звеном Западно-Европейского рифтового пояса. В состав первой из них входят Нижнерейнский грабен, Большой Нидерландский грабен, троги Сол-Пит и собственно Индефатигабл. Последний, в свою очередь, является связующим звеном с системой Фортис, которая состоит из двух ветвей — западной с трогами Экофиск, Фортис и Морей Ферт, и

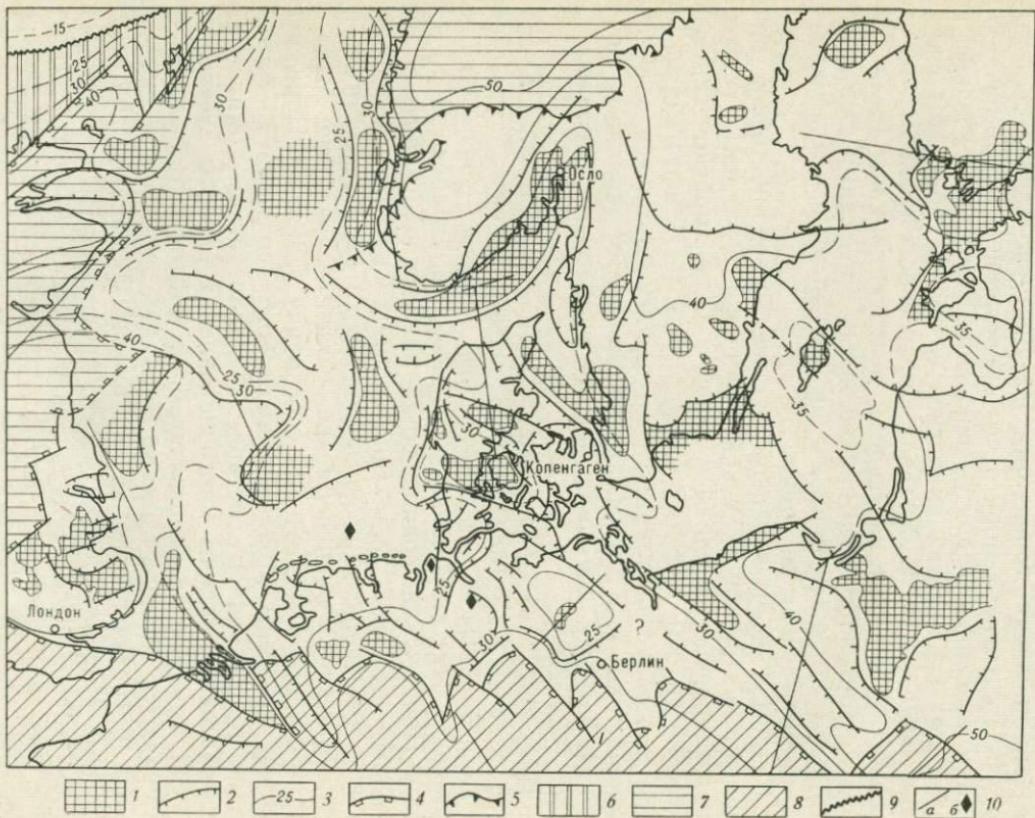


Рис. 30. Схема строения коры Северного и Балтийского морей.

1 — положительные аномалии силы тяжести; 2 — зоны интенсивных градиентов аномалий силы тяжести; 3 — изогипсы раздела Могоровичча; 4 — краевые разломы приподнятых блоков герцинид; 5 — надвиги каледонид; 6 — Гебридская платформа; 7 — комплексы каледонид на поверхности; 8 — герциниды; 9 — верхняя бровка континентального склона Атлантического океана; 10 — сейсмозондирование ГСЗ и КМПВ: а — профильные, б — точечные

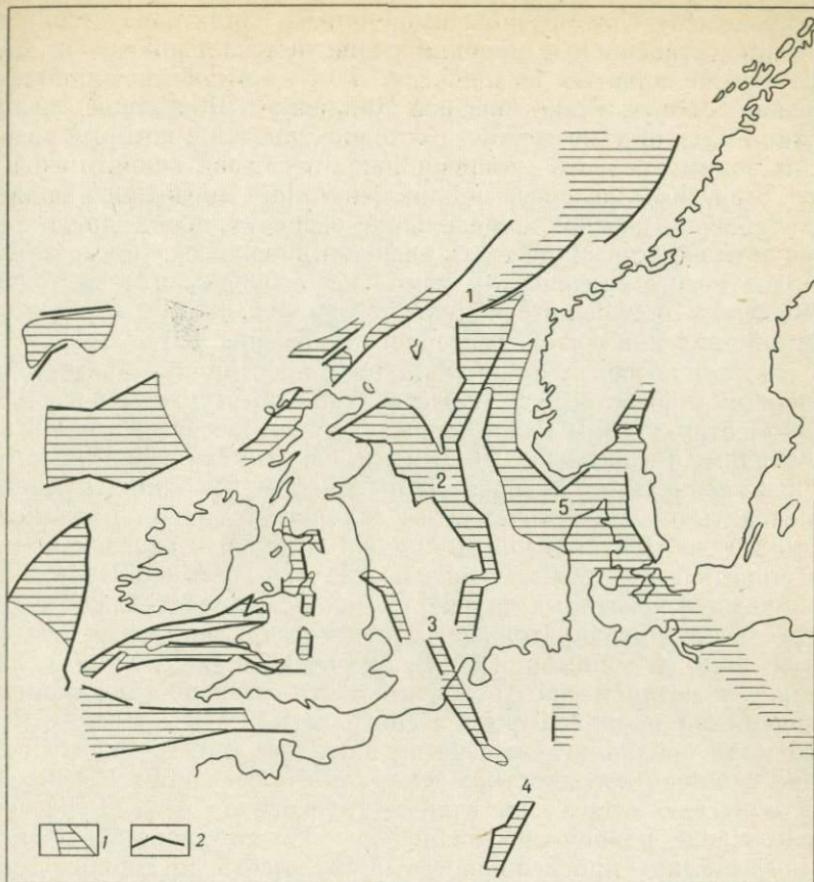


Рис. 31. Схема рифтов Северного моря [295].

1 — рифты; 2 — разломы. Системы рифтов: 1 — Шетландская, 2 — Фортис, 3 — Индефатигабль, 4 — Майнца, 5 — Скагеррак

субмеридиональной, представленной трогом Викинг (Североморским), По мнению А. Уайтмена [299], возникновение этих двух систем проходило с позднего карбона до ранней перми. Однако некоторые троги образовались в девоне. Чрезвычайно важным оказался практический аспект Североморских трогов, поскольку с ними связаны все крупные морские месторождения нефти и газа.

К северо-востоку от Шетландских островов трог Викинг не только объединяется с Западно-Норвежским, но и торцеобразно сочленяется с Шетландской системой грабенов, контролируемых разломами северо-восточной ориентировки. Эта четвертая система трогов возникла в раннем мезозое в связи с начальной стадией образования Атлантического океана.

Фундамент Среднеевропейской плиты характеризуется гетерогенным строением с широким развитием каледонских и байкальских складчатых комплексов. В эти комплексы вкраплены древние добайкальские массивы Мидленда и Восточной Англии, Южно-Датский и, возможно, Восточно-Эльбский, которые разобщены зонами резкого утонения или отсутствия гранито-гнейсового слоя. Комплексный анализ аномалий магнитного поля и радиохронологических определений возраста пород предоставляет возможность проследить распространение разновозрастных складчато-метаморфических комплексов фундамента не только в пределах Балтийского и Северного морей, но и в юго-восточном направлении в сторону Черного моря (рис. 32).

Так, например, субмеридиональное простижение аномалий в Северном море вызывает представление об отсутствии в современном структурном плане непосредственных связей между каледонидами Норвегии и Шотландии. Об этом же свидетельствует и строение земной коры. Образования байкалид удается проследить от Датско-Польского авлакогена (запад Балтийского моря) до Центральной Добруджи и далее к востоку в Черное море. На отдельных участках (Датско-Польский авлакоген, Добруджа и некоторые другие) байкалиды представляют собой скорее всего интракратонные и перигеосинклинальные складчатые зоны (в понимании М. В. Муратова и В. Е. Хаина), возникшие в позднем протерозое на месте бывшей Африканско-Европейской панплатформы. Непосредственно в пределах Черного моря предполагаемые ветви байкалид имеют преимущественно субширотное простижение и как бы срезаются с севера и юга областью отсутствия гранито-гнейсового слоя. Восточное продолжение раннемезозойской зоны Тулча-Мэчин по магнитным аномалиям прослеживается почти вплоть до Горного Крыма. Байкальско-герцинский фундамент Скифской плиты, равно как и комплексы альпид, широкого распространения на шельфе Черного моря, вероятно, не имеет. Срединные массивы добайкальской консолидации могут участвовать в глубинном строении лишь на западном обрамлении Черноморской котловины и в центральной области Северного моря.

Черты сходства и различия в строении земной коры и «ложа» осадочной толщи в Балтийском, Северном и Черном морях устанавливаются достаточно отчетливо. Все они приурочены к поднятиям раздела Мохоровичча. Гипсометрическое положение сводов поднятий представляет собой нарастающий ряд от 35 км (Балтийское море без Ботнического залива) до 25 км (Северное море) и 25—22 км (Черное море). Соответственно возрастает и амплитуда поднятий от 5—10 до 15—25 и 20—40 км. Возникновение поднятий, вероятно, явилось следствием деструкции гранито-гнейсового слоя добайкальских массивов (В. В. Белоусов, С. И. Субботин, В. Е. Хайн). Однако масштабы проявления процессов растяжения и базификации были различными.

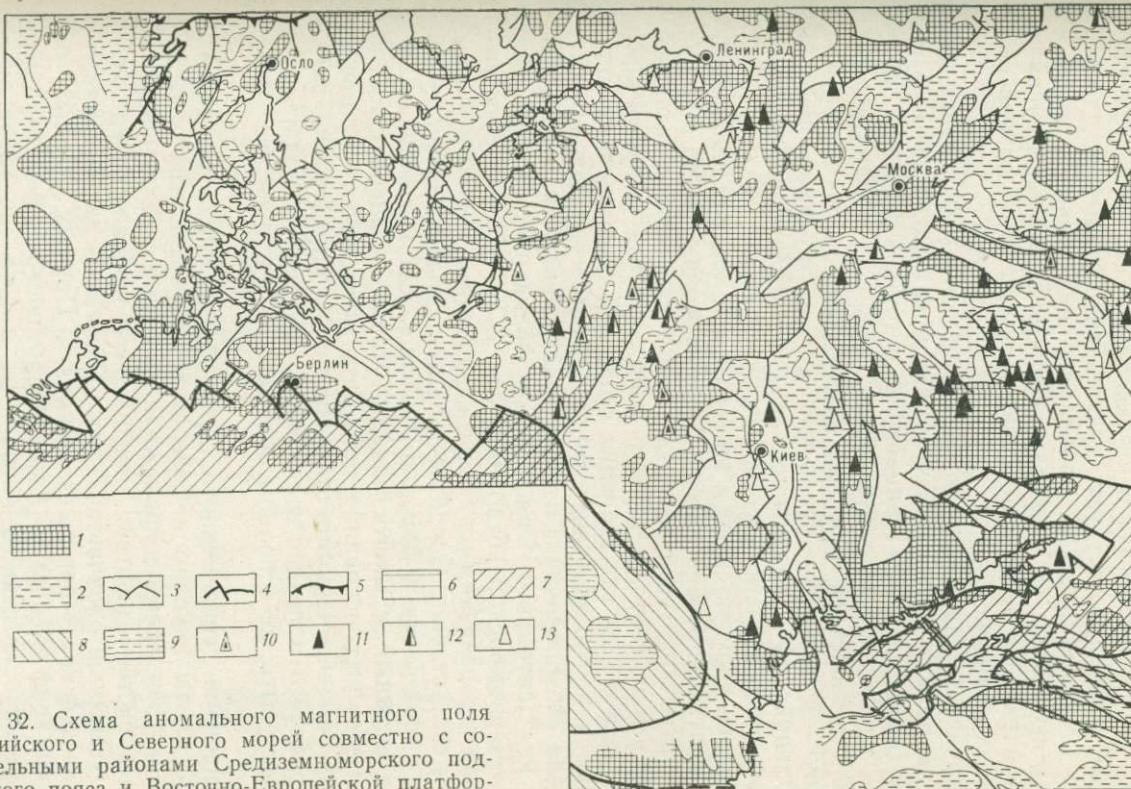


Рис. 32. Схема аномального магнитного поля Балтийского и Северного морей совместно с со-предельными районами Средиземноморского под-вижного пояса и Восточно-Европейской платфор-мы [125].

1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии; 3 — наиболее интенсивные зоны градиентов ано-
малий; 4 — красные швы между крупными геотектоническими областями; 5 — надвиги каледонид; 6 — каледониды; 7 — герциниды; 8 —
альпиды; 9 — блоки Паннонского массива; скважины, вскрывшие породы фундамента Восточно-Европейской платформы (возраст в
млн. лет): 10 — более 2100, 11 — от 1650 до 2100, 12 — от 1200 до 1650, 13 — от 900 до 1200.

В области Балтийского моря гранито-гнейсовый слой испытывает только некоторое утонение. В Северном море утонение становится значительным и кое-где, по-видимому, нацело отсутствует. В двух основных блоках Черноморского поднятия подошвы коры (Добруджинско-Западноанатолийском и Кавказско-Восточноанатолийском, по В. Е. Ханину) сиалическая оболочка сохранилась только на склонах. Там, где гранито-гнейсовый слой присутствует, вулканогенно-осадочная толща залегает на добайкальских, байкальско-каledonских и лишь в пределах небольших по площади северных и южных районах Черного моря — на герцинских, раннемезозойских и альпийских складчатых комплексах.

Осадочная толща Северного и Балтийского морей подразделяется на четыре структурных этажа: преимущественно каледонский (венд — девон), герцинский, состоящий из двух подэтажей — средне-верхнепалеозойского (карбон — нижняя пермь) и верхнепалеозойского (верхняя пермь), киммерийский в составе двух подэтажей — триас-юрского и нижнемелового, а также альпийский с выделением двух подэтажей: верхнемелового — эоценового и олигоцен-плейстоценового.

Сравнение упругих свойств этой толщи и консолидированной коры в Балтийском, Северном и Черном морях также обнаруживает черты сходства и различия (табл. 7). Первые касаются северо-западного сектора Черного моря, включая шельф и континентальный склон, где значения скоростей сейсмических волн оказываются почти идентичными от верхних горизонтов чехла до раздела Мохоровичча. Вторые обнаруживаются в большей степени на Центрально-Черноморском поднятии и в пределах Восточно-Черноморской котловины, где, судя по скоростям упругих волн, допозднекиммерийские структурные этажи в чехле, вероятно, отсутствуют. Спорным остается стратификация сейсмических горизонтов в Западно-Черноморской котловине. Тем не менее сложный и многостадийный характер рифтогенеза в Черном море дает основание допустить возможность наличия в разрезе Западно-Черноморской котловины образований раннекиммерийского и позднегерцинского структурных подэтажей, хотя, может быть, не в полном объеме и не на всей ее площади.

Формирование современного структурного плана Среднеевропейской плиты в целом и Североморской синеклизы в частности в доюрское время сопровождалось возникновением разновозрастных систем рифтов: позднепротерозойско-раннепалеозойского (северное окончание Датско-Польского авлакогена) и среднепалеозойских — раннемезозойских. Прямых данных о проявлениях рифтогенеза в Азово-Черноморской области прогибания нет. По косвенным признакам можно предполагать, что здесь также имеет место сложное сочетание разновозрастных рифтов. Наиболее древним из них несомненно является

Таблица 7

Сопоставление упругих свойств (км/с) вулканогенно-осадочного чехла и консолидированной коры в морях Североморско-Балтийского и Черноморско-Каспийского регионов [42, 48, 49, 83, 90, 117, 137, 161, 224, 271, 301]

Возраст структурных этажей в чехле и основные слои консолидированной коры	Балтийское море	Северное море	Черное море			
			Северо-западный шельф	Западная котловина	Центрально-Черноморское поднятие	Восточная котловина
Альпийский	1,8 —	1,6—2,5	2,0—3,6 —	1,8 3,0	1,6—1,8 3,0	2,0 3,0
Киммерийский	3,3—3,4 3,7—4,0	2,8—5,0 2,7—3,7	4,0—5,5 4,5—6,0	4,0—4,5 —	4,3* —	4,3 —
Герцинский	3,8—5,6 2,5—3,2	2,8—4,3	4,8—6,2 —	—	—	—
Каледонский	3,3—4,8 5,6—5,8	3,5—5,4 3,5—6,15	5,0—6,2 —	—	—	—
Гранито-гнейсовый слой	5,6—6,1	6,15	5,7—6,7 —	—	5,7—5,8	—
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфе	6,3—6,9	6,2—7,3 7,2—7,4		6,8	6,8—7,2	6,6—6,8
Раздел Мохоровичича	7,8—8,3	8,0—8,2 9,9		8,0—8,2 8,8	8,2	8,0—8,4

* Только на шельфе; знак «минус» — отсутствие слоев в разрезе.

интракратонная позднепротерозойско-раннемезозойская зона Северной Добруджи, испытавшая в конце палеозоя и триаса горизонтальное сжатие. К категории рифтов, возникших в пермско-триасовое время, относится, вероятно, Причерноморская система прогибов, поскольку именно на этом интервале здесь проявился магматизм основного состава. В пользу подобной типизации этой системы свидетельствуют также утоненная литосфера, повышенный тепловой поток и значительные вертикальные перемещения приразломных блоков, продолжавшиеся до начала мелового периода включительно.

В Черноморской котловине наличие рифтов намечается по особенностям аномального магнитного поля, где они отражены интенсивными положительными аномалиями (рис. 33 и 34). Ныне эти рифты в котловине погребены под мощным покровом позднемезозойских (?) - кайнозойских осадков. В Западно-Черноморской впадине они связаны, вероятно, с разломами субмеридионального и юго-восточного простираций. В Восточно-Черноморской впадине предположительно выделяются три относительно узких рифта, ориентированных с юго-востока на северо-запад. Между отдельными рифтами Восточно-Черноморской впадины находится блок Центрально-Черноморского поднятия с корой континентального типа, а крайний западный из них непосредственно связан с зоной повышенной сейсмичности и теплового потока у Горного Крыма.

Если намеченные рифты действительно существуют, то мнение В. Е. Хайна о тройном сочленении рифтов в Западно-Черноморской впадине оказывается справедливым. Судить о времени рифтогенеза в котловине чрезвычайно трудно. На западе он мог проявиться в конце палеозоя в пермский период, когда на Мизийской плите были вспышки основного магматизма. На востоке скорее всего в юрский период, характеризовавшийся излияниями лав порfirитовой серии байоса. С формированием рифтов может быть связано внедрение магнитоактивных тел в кору Восточно-Черноморского поднятия и других сопредельных структурных элементов [25, 97]. Представление, высказанное Г. В. Осиповым с соавторами [98], о молодом, послепалеогеновом возрасте этих тел в области упомянутого поднятия не получает подтверждения в распределении теплового потока, который в случае его правомерности должен был быть здесь повышенным.

На заключительной стадии рифтогенеза в позднемезозойско-раннекайнозойское время строение Черноморской котловины осложняют субширотные рифты Аджаро-Триалетии и Бургаса [1, 304]. Однако остается неизвестным, происходит ли сочленение этой наиболее молодой системы рифтов между собой. Определенное ограничение на возможность такого сочленения накладывают нормальный тепловой поток в центральной области

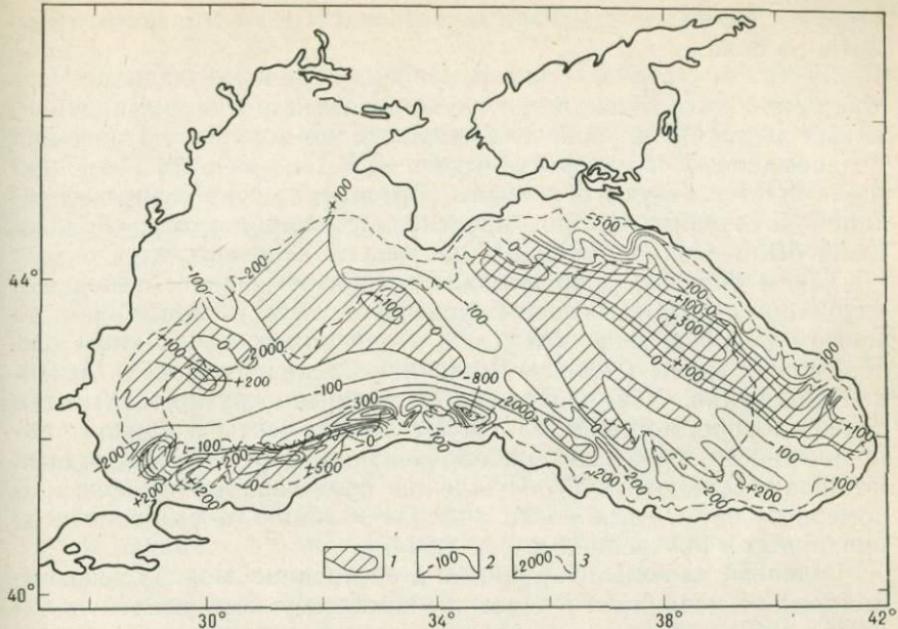


Рис. 33. Схема аномального магнитного поля Черноморской глубоководной котловины. По Д. Россу, Е. Учупи, С. Бовину.

1 — положительные аномалии; 2 — изодинамы; 3 — изобата 2000 м

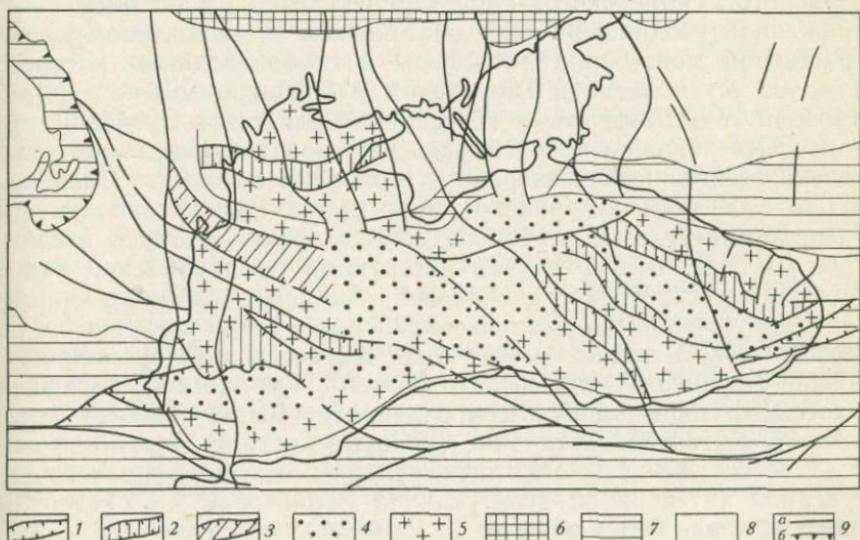


Рис. 34. Схема предполагаемого распространения рифтов в Черноморской впадине.

1 — разломные ограничения рифтов; 2 — рифты; 3 — складчатая зона Тульча-Мэчин; 4 — субокеаническая кора; 5 — реликты континентальной коры в котловине; 6 — Украинский щит; 7 — альпийские сооружения Средиземноморского пояса; 8 — осадочный чехол на обрамлении Черного моря; 9 — а — разломы, б — надвиги

этой котловины и отмеченные особенности аномального магнитного поля.

Бурением с судна «Гломар Челленджер» на юго-западе Черноморской котловины под глубоководными осадками плиоцен-плейстоцена были вскрыты мелководно-морские отложения позднемиоценового возраста (рейс 42 В, см. рис. 28). Эти данные свидетельствуют о том, что образование современных очертаний котловины, которое происходило, по-видимому, с олигоценом, было неодновременным на разных ее участках.

Таким образом, современная геодинамическая обстановка и глубинное строение Северо-Европейской области прогибания во многом подобны имеющей место в окраинных морях иных тектонических групп (Черное, Восточное Средиземноморье, Мексиканский залив, Коралловое и некоторые другие). Уместно задать вопрос, не свидетельствуют ли эти черты о единой направленности процесса новообразования коры глубоководных котловин. Однако к его обсуждению представляется более правомерным обратиться после анализа глубинного строения всех окраинных и внутренних морей Земли.

Основные выводы. Окрайние и внутренние моря Средиземноморского подвижного пояса по комплексу показателей обладают чертами сходства и различия с морями в Тихоокеанском сегменте. Первые очевидны для морей внутренней области современных активных окраин (Саву) и морей переходной области от древних к современной окраине — Андаманского, Эгейского, Тирренского, характеризующихся достаточно напряженной геодинамической обстановкой и, по-видимому, сокращенной мощностью литосферы в глубоководных котловинах, что установлено в Тирренском и Эгейском морях. Экстремальной геодинамическая обстановка является в Эгейском море, весьма похожем по распределению ареала повышенного выделения сейсмической энергии и тепловому потоку на Японское и Охотское моря. Тирренское море выделяется установленным распространением в глубоководной котловине реликта срединного массива, подвергшегося деструкции на альпийском этапе тектоно-магматической активности. Аналоги подобного массива во внутренних морях Тихоокеанских подвижных поясов по геофизическим данным могут быть намечены в Алеутской котловине Берингова моря (плато Умнак), Курильской котловине Охотского моря, Японском море (хребет Ямато), может быть, в Южно-Китайской котловине (краевые плато?). Однако их выделение все же во многих перечисленных случаях гипотетично, а период интенсивной деструкции в Беринговом и Южно-Китайском морях более ранний.

Осадочные бассейны по стратиграфическому диапазону, формационному составу и структуре осадочной толщи близки к бассейнам некоторых морей внутренней области современных активных окраин — Сулавеси, Соломонову, что обнаруживает до-

статочно поздний возрастной интервал начала их формирования.

Моря внутренней области древних активных окраин представлены в Средиземноморском поясе лишь Алжиро-Прованской котловиной, где геодинамическая обстановка, во-первых, является аномальной, а во-вторых, сходной не только с Венесуэльской и Колумбийской котловинами в Карибском море, но и с Коралловоморской котловиной, занимающей существенно иную тектоническую позицию. Особенность этой аномалии состоит в пониженной мощности литосферы и повышенном тепловом потоке в ныне асейсмичных глубоководных котловинах. Сходство проявляется также в субокеаническом типе коры, правда, с несколько сокращенной мощностью осадочного чехла в Алжиро-Прованской котловине и нечетко выраженным, но полосовым магнитном поле. Области максимальной мощности чехла смешены к районам континентального склона, его стратиграфический диапазон и формационный состав оказываются почти идентичными во всех морях данного типа.

В окраинных морях Средиземноморского пояса геодинамическая обстановка также своеобразна. Она обнаруживает сходство лишь с Мексиканским заливом и Северо-Австралийской областью прогибания (Арафурское и Тиморское моря). Ее сущность заключается в смещении области повышенной сейсмичности и теплового потока к горным сооружениям обрамления окраинных морей, где одновременно мощность литосферы оказывается сокращенной. В этих сооружениях при полистеносферном строении верхней мантии первый от поверхности Земли астеносферный слой пересекает раздел Мохоровичча, а иногда и Конрада и внедряется в кору [200].

Глубоководные котловины, напротив, характеризуются асейсмичностью, нормальным тепловым потоком, увеличенной по сравнению с внутренними морями мощностью литосферы, элементами уплотнения вещества мантии, намечаемыми по скоростям упругих волн, повышенной (иногда до 15 км) амплитудой нисходящих движений на неотектоническом этапе.

М. Е. Артемьев [3] по характеру взаимосвязей между изостатическими аномалиями силы тяжести, сейсмичностью и тепловым потоком подразделил окраинные и внутренние моря Средиземноморского пояса на три группы областей: относительно недавних позднеальпийских опусканий, длительных опусканий и относительно стабильные. Первая группа характеризуется региональными изостатическими максимумами, повышенным тепловым потоком и сейсмичностью, вторая — отрицательными аномалиями и нормальным тепловым потоком, третья (Черное и Ионическое моря) — отсутствием региональных аномалий.

Если выделение первых двух групп представляется удачным, то вопрос о существовании третьей группы встречает некоторые возражения. Они заключаются в том, что в Черном и

Ионическом морях мощность вулканогенно-осадочной толщи более 10 км, что само по себе свидетельствует о длительном опускании. Далее, детальное изучение изостатических аномалий Черного моря, проведенное М. Е. Артемьевым [3], обнаруживает, что, несмотря на отсутствие крупных нарушений изостазии, в пределах глубоководной Черноморской впадины все же наблюдается чередование аномалий разного знака. Отсюда следует, что строение литосферы Черного моря столь же гетерогенно, как и других окраинных морей. Ионическое море не представляет собой самостоятельного структурного элемента, а выделяется на западе Восточно-Средиземноморского бассейна, ограниченного с севера Эллинским желобом. Представляется более правильным рассматривать Черное и Ионическое моря в качестве областей длительных опусканий, испытавших неоднократную перестройку земной коры.

Приуроченность большинства окраинных морей Средиземноморского пояса к областям длительных опусканий сказалась на строении осадочной толщи. От окраинных морей, прежде всего в Западно-Тихоокеанском подвижном поясе, они отличаются повышенными до 15—20 км мощностями осадочной толщи и значительно более широким ее стратиграфическим диапазоном, охватывающим фанерозой (запад Черного моря, восток Средиземного моря, Северное море) или мезозойско-кайнозойский разрез в целом. Линза осадочной толщи имеет выпуклую книзу форму, обычно согласную с рельефом морского дна, а внутренние поднятия, столь частые в Западно-Тихоокеанском поясе, здесь отсутствуют или имеют относительно небольшие размеры. Они развиты, как правило, в районах суши и строение собственно акваторий (Горный Крым, Карабогазгольское и др.) не осложняют.

Еще одна особенность геологии морей сводится к тому, что нижняя часть разреза чехла, выделяемая по скоростям сейсмических волн от 4,0 до 5,5 км/с, представлена здесь (Восточное Средиземноморье, Каспийское, Черное и Северное моря) образованиями преимущественно осадочного генезиса и ничего общего со вторым слоем океанической коры не имеет.

ОКРАИННЫЕ МОРЯ В АРКТИЧЕСКОМ И АНТАРКТИЧЕСКОМ СЕГМЕНТАХ ЗЕМЛИ

Арктический и Антарктический сегменты Земли связывают между собой несколько обстоятельств. Первое из них — это участие в их строении различных, но преимущественно доальпийских складчато-геосинклинальных систем, образующих почти замкнутый круг в Арктике и вытянутых по периферии Западной Антарктиды. Второе — распространение в пределах этих сегментов современных пассивных океанических окраин, что обусловлено на севере вторжением окончания Срединно-Атлантического подвижного пояса — хребта Гаккеля, а на юге формированием Индоокеанского и Восточно-Тихоокеанского внутриокеанических подвижных поясов. Третье — довольно спокойная современная геодинамическая обстановка, характерная для областей сочленения древних океанических окраин различного типа с современными пассивными окраинами. Именно к этим областям приурочено подавляющее большинство окраинных морей, существенно различных между собой по глубинному строению, но обладающих индивидуальными чертами сходства с некоторыми типами морей Тихоокеанских и Средиземноморского подвижных поясов.

Арктический регион объединяет две группы окраинных морей. В состав одной из них, непосредственно связаной с отдельными звенями Арктического подвижного пояса, входят Баренцево, Карское, море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря, а также Канадская котловина совместно с морем Бофорта и проливами Арктических островов Канады. Другая группа включает удаленные друг от друга Гудзонов и Баффинов заливы, а также Белое море, в тектоническом отношении ничего общего с Арктическим подвижным поясом не имеющие.

Глубинному строению Арктического региона и окраинных морей был посвящен ряд обобщающих работ [36, 39, 105, 107, 124, 125, 169, 183]. В них были намечены основные черты тектонического районирования Арктического сегмента Земли, показана важная роль в его эволюции раздвиговых деформаций в кайнозойскую эру, вызванных формированием хребта Гаккеля, подчеркнута общая гетерогенность строения коры, выяснены некоторые черты геологической истории окраинных морей, а также распределения мощности, стратиграфического диапазона и формационного состава вулканогенно-осадочного чехла в их пределах. При этом выяснилось существенное различие глу-

бинного строения окраинных морей, обусловленное особенностями эволюции отдельных звеньев Арктического подвижного пояса. Более того, оказалось, что в данном регионе вообще нет двух морей, где черты сходства преобладали бы над различиями.

Геодинамическая обстановка, многие особенности которой пока остаются неизвестными, контролируется тектонической позицией каждого из окраинных морей. Область наиболее неустойчивого состояния литосферы локализуется вдоль осевой зоны хребта Гаккеля, где известны многочисленные мелкофокусные землетрясения и ареалы повышенного теплового потока. Окраинные моря, напротив, практически асейсмичны. Небольшие по площади ареалы выделения сейсмической энергии устанавливаются в Баренцевом море к западу и востоку от Шпицбергена, в море Лаптевых на предполагаемом продолжении хребта Гаккеля, в Чукотском море вблизи Берингова пролива и в Баффиновом заливе. Эти ареалы отражают процессы, происходящие в зонах поперечных разломов или рифтах двух категорий — находящихся на начальной стадии развития или угасающих. Примером первой являются Лаптевоморский рифт и его континентальное продолжение — Момский рифт [35] и Атка к западу от Шпицбергена, примером второй — погребенное под толщей осадков продолжение Лабрадорского рифта в Баффиновом заливе [245].

Данные о тепловом потоке крайне ограничены. Известны ареалы нормального теплового потока на южном обрамлении Баренцева моря. В Западно-Сибирской синеклизе, у побережья Карского моря, напротив, тепловой поток повышен до $1,2\text{--}1,8 \text{ мкал}/\text{см}^2\cdot\text{с}$, причем наиболее высокие значения тяготеют к грабенам Колтогорско-Уренгойской рифтовой системы. В Баффиновом заливе на фоне обширного ареала с нормальным тепловым потоком отмечается небольшой участок со значениями выше $1,2 \text{ мкал}/\text{см}^2\cdot\text{с}$ [110, 223].

Прямых сведений о мощности литосферы нет, можно лишь предполагать ее утонение в пределах ареалов повышенного выделения сейсмической энергии и теплового потока. Строение коры характеризуется общим утонением ее мощности в окраинных морях Арктического подвижного пояса до 25—10 км, причем минимальные значения присущи Канадской котловине. В Гудзоновом заливе и Белом море кора континентального типа [38].

Глубинные разломы, рассекающие кору и, вероятно, литосферу в целом на крупные блоки (геоблоки, по Л. И. Красному), принадлежат главным образом к ортогональной системе. Нарушения диагональные имеют подчиненное значение. При этом разломы субмеридиональной ориентировки на севере Евразии и субширотной в Америке связаны преимущественно с разновозрастными складчато-геосинклинальными системами и

трассируют в окраинных морях их погребенное продолжение. В Северном Ледовитом океане субширотные нарушения образуют особую группу трансформных разломов, которая может быть выделена в пределах хребта Гаккеля и Альфа-Менделеева. Любопытно, что разломы, которые рассекают хребет Ломоносова и не относятся к категории трансформных, располагаются как бы на продолжении нарушений упомянутой группы. Субширотные разломы контролируют также отдельные звенья позднемезойской рифтовой системы, развитой в области арктических островов Канады (рис. 35).

В окраинных морях Арктического подвижного пояса редкие сейсмические профили и одиночные зондирования были отработаны НИИГА, ВНИИМОРГЕО и ЛГИ в Евразийской области, а зарубежными геофизиками в море Бофорта, Баренцевом и Канадской котловине [72, 175, 211, 281, 282, 291]. Путем сопоставления материалов морских геофизических исследований со сведениями по геологии островов и континентов удалось составить самые общие представления о строении осадочной толщи рассматриваемых морей и выделить пять осадочных бассейнов, значительно различающихся между собой [39]. На современном уровне знаний таких бассейнов оказывается восемь: Баренцевоморский, Западно-Сибирский, Лаптевский, Восточно-Сибирский, Де-Лонга, Бофорта, Колвилл и Северо-Гренландский (см. рис. 11, 35).

Каждый из бассейнов характеризуется гетерогенностью строения и сложностью эволюции. Все это не дает возможности наметить единые по стратиграфическому объему структурные этажи для группы в целом. Более того, данные по районам обрамления морских впадин обнаруживают, что основные этапы перестройки структурных планов оказываются неодновременными даже в пределах каждой из них в отдельности. Наиболее ярким примером подобного рода является обрамление Баренцева моря, где каледонский структурный этаж включает образования от среднего рифея до среднего девона в Печорской синеклизе, от венда до ордовика на о-ве Медвежий и практически отсутствует на Шпицбергене (если не иметь в виду девонской молассы в межгорных впадинах). Киммерийский структурный этаж вблизи Новой Земли охватывает отложения от триасового до раннемелового возраста, а на Шпицбергене и в Печорской синеклизе начинается с юры. Напротив, на юго-восточном обрамлении Канадской котловины (бассейн Бофорта) пермско-нижнеюрский комплекс образует самостоятельный позднегерцинско-раннекиммерийский структурный этаж. Условно для целей сопоставления упругих свойств осадочного чехла принимается, что каледонский этаж охватывает отложения от кембрия (иногда венда) до девона, герцинский — от карбона до триаса, киммерийский — от юры до нижнего мела и альпийский — от верхнего мела до кайнозоя (табл. 8).

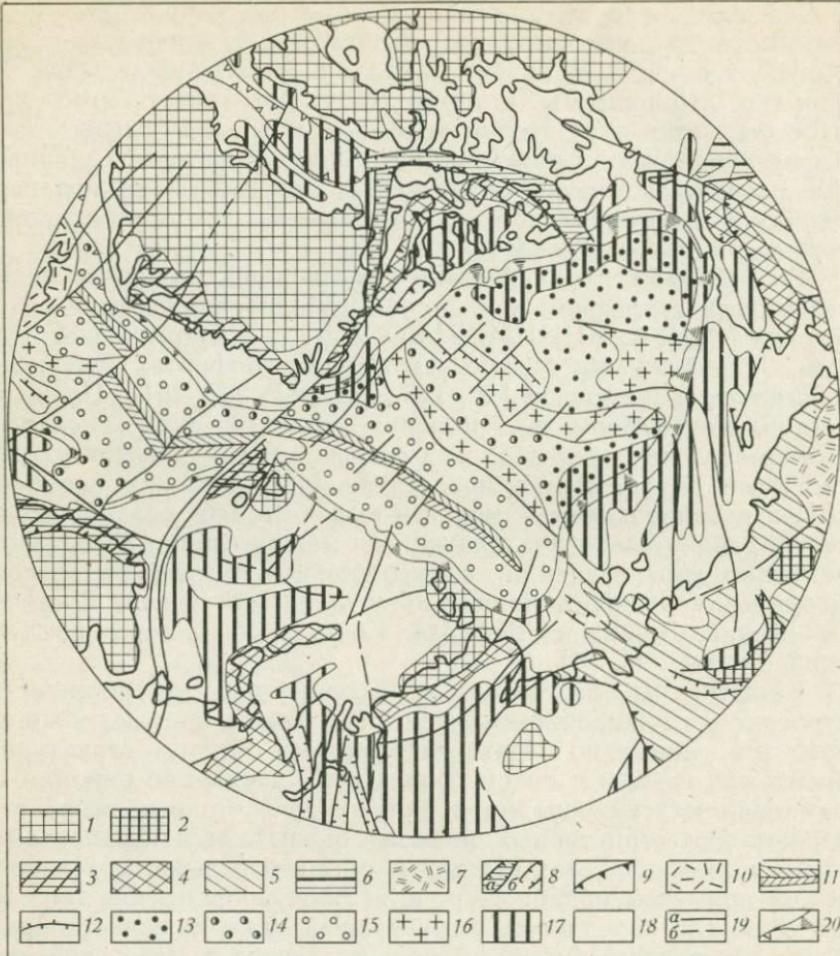


Рис. 35. Схема тектоники окраинных морей Арктического подвижного пояса. Кора преимущественно континентального типа: 1 — фундамент древней платформы на поверхности (в Гренландии под толщей льда), 2 — древние срединные массивы, 3 — каледониды, 4 — герциниды, 5 — киммериды, 6 — альпиды, 7 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 8 — рифтогенные грабены: а — установленные, б — предполагаемые, 9 — надвиги; кора преимущественно океанического и субоceanического типов: 10 — базальтовые покровы Исландии, 11 — осевая зона внутриoceanического подвижного пояса, 12 — предполагаемые древние центры разрастания oкеанической коры; возраст новообразованной oкеанической и субoceanической коры: 13 — позднепалеозойско (?)-раннемезозойский, 14 — позднемезозойско-раннекайнозойский, 15 — позднекайнозойский; 16 — глыбовые хребты, предполагаемые реликты континентальной коры; 17 — наложенные впадины с мощностью чехла свыше 5 км; 18 — мощность чехла менее 5 км; 19 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 20 — тектонический уступ континентального склона

К отличительным признакам рассматриваемой группы бассейнов следует отнести: залегание осадочного чехла в пределах шельфа на утоненном гранито-гнейсовом слое земной коры; соответствие комплексов со скоростями сейсмических волн от 3,8 до 6,6 км/с не вулканогенным (как это присуще, например, многим морям в Тихоокеанском сегменте), а осадочным образованиям каледонского и герцинского структурных этажей; хорошую корреляцию упругих свойств киммерийского и альпийского структурных этажей со всеми другими типами окраинных морей. Необходимо отметить также, что нижние два этажа выклиниваются из разреза в направлении к подножию континентального склона Канадской и других котловин Северного Ледовитого океана.

В самом западном бассейне — Баренцевоморском — осадочная толща залегает на байкальско-каледонском фундаменте, который включает изолированные древние глыбы срединных массивов. Одна из ветвей каледонской складчатой системы пересекает Баренцевоморский шельф в северо-восточном направлении, отделяя друг от друга четыре наиболее крупные впадины, выполненные чехлом мощностью свыше 8—10 км. На поднятиях, разделяющих впадины, эта мощность сокращается до 2—5 км. Стратиграфический диапазон чехла, как было показано выше, неоднозначен и изменяется от рифея — кайнозоя в западной и юго-восточной краевых частях Баренцева моря до карбона — кайнозоя в центральной и северо-западной. В составе чехла принимают участие преимущественно платформенные типы формаций: терригенная, карбонатная и базальтовая раннесреднепалеозойского возраста; карбонатная, красноцветная и эвaporитовая каменноугольно-пермского возраста; терригенная, частично угленосная и трапповая (нижний мел Земли Франца-Иосифа) триас-раннемелового возраста; паралическая угленосная палеоцен-эоценового возраста. Наличие в разрезе образований верхнего мела остается неизвестным, поскольку на эту эпоху приходится региональный перерыв в седиментации. Таким образом, по ряду признаков (утонение коры, сокращение стратиграфического диапазона чехла к центральной части бассейна, мощность и формационный состав чехла) Баренцевоморский бассейн обнаруживает одновременно сходство как с окраинными морями, занимающими различную тектоническую позицию (типа Северного, Черного и др.), так и с периокеаническими прогибами Атлантического сегмента. В связи с этим в тектоническом отношении его наиболее правильно рассматривать в качестве своеобразного переходного образования.

В юго-западной части Карского моря получает распространение северное окончание Западно-Сибирской синеклизы, где мезозойско-кайнозойская толща залегает на разновозрастном складчатом основании с резко утоненной мощностью гранито-гнейсового слоя. В силу этого обстоятельства Западно-Сибир-

Таблица 8

Сопоставление упругих свойств (км/с) вулканогенно-осадочного чехла и
[72, 211, 223,

Структурные этажи в чехле и основные слои в консолидированной коре	Баренцево море		
	Западный шельф	Южный шельф	Северо-восточный шельф
Альпийский	1,8 2,2—2,15		1,8—2,7
Киммерийский	2,5—2,8 3,2—3,4		3,1—4,08
Герцинский	3,8 4,3—4,4	4,7	
Каледонский	5,0—5,2	5,5	
Складчато-метаморфические комплексы	6,0	6,0—6,1	
3-й слой коры в котловинах и его генетические аналоги на шельфе		6,4—6,7	
Раздел Мохоровичча		8,0—8,1 9,0	

* Второй слой океанической коры; знак «минус» — отсутствие слоев в разрезе.

ская синеклиза также представляет собой генетически промежуточное образование, но уже между структурами, континентального и океанического рядов. Осадочный бассейн, погружающийся в море Лаптевых, находит продолжение в глубоководной котловине Амундсена, а на шельфе близок по глубинному строению к осадочным бассейнам, связанным с областями внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов.

В Амеразийской области Северного Ледовитого океана развита сложная серия полузамкнутых осадочных бассейнов, приуроченная к морям Восточно-Сибирскому, Чукотскому, Баренцеву и Канадской котловине. Иногда все они рассматриваются в качестве единого гетерогенного Амеразийского мегабассейна.

Восточно-Сибирский бассейн отделен поднятием Барроу от бассейна Колвилл, а морским продолжением Южно-Бруксовской системы — от небольшого по размерам бассейна Де-Лонга. Мощность осадочной толщи в этом бассейне 4—6 км. В пределах бассейна выделяют два блока земной коры: собственно

консолидированной коры окраинных морей Арктического региона
[245, 281, 291]

	Море Бофорта		Арктические острова Канады		Баффинов залив		
	Шельф Канадской котловины	Шельф р. Маккензи	Шельф Канадской котловины	Пролив Ланкастер	Шельф Баффинова залива	Котловина	Шельф Гренландии
		1,7	2,6		1,7 1,8	1,9—2,2 2,3—2,6	2,1—2,3
	2,0 2,3—2,4	2,0 2,6	3,0—4,0 4,5	3,3 4,0	2,7—4,08	3,2—4,6 5,0—6,3*	3,7—4,4
	4,4—4,5	4,0	5,2		—	—	
	6,1—6,4	6,1—6,4	—	6,6 (?)	5,5—5,7	—	
			6,0		6,3—6,5	—	
			7,3			6,5—6,9	
			8,2			7,7—8,5	

Восточно-Сибирский и Аляскинский, которые подразделяются на ряд поднятий и прогибов. Тектоническая природа этих блоков спорная. Однако наиболее вероятно, что в основании чехла залегают обломки древней Гиперборейской платформы, разобщенные складчато-геосинклинальными комплексами герцинид и киммерид Аляски и Чукотки. На отдельных участках Восточно-Сибирского блока в области шельфа, там, где мощность чехла максимальна (см. рис. 35), установлено отсутствие или резкое утонение гранито-гнейсового слоя, вызванное, по-видимому, деструкцией Гиперборейской платформы. Деструкция обусловила и повышенную магматическую активность, о чем свидетельствуют верхние кромки магнитоактивных тел, внедряющиеся в осадочную толщу на 6 км [73].

О формировании составе осадочной толщи прямых сведений нет. По косвенным данным о геологии островов Де-Лонга, Врангеля и др., а также на основании региональной позиции Амеразийской области в целом можно предполагать, что в этом составе участвуют карбонатная формация палеозойского возра-

ста, терригенные мелководно-морская и паралическая формации мезозойского возраста замещающаяся в верхах к западу и югу сероцветной меловой молассой, а также преимущественно паралическая и континентальная формации кайнозойского возраста.

В бассейне Бофорта, охватывающем Канадскую котловину, мощность осадочной толщи изменяется от 12—15 км в грабене дельты Маккензи до 6—8 км в Канадской котловине. В разрезе грабена участвуют карбонатная и рифовая формации нижне-среднепалеозойского возраста (кембрий — низы девона), терригенная и терригенно-карбонатная формации позднепалеозойско-мезозойского возраста, паралическая и континентальная формации палеогенового возраста. Строение этой толщи осложняют разрывные нарушения меридиональной и северо-восточной ориентировки, а также диапиры (соляные и глинистые), выступающие из нижних слоев и прорезающие вышележащие отложения. Диапиры получают распространение преимущественно на шельфе. На долю мезозойско-кайнозойского комплекса приходится до 10 км от общей мощности разреза.

Бассейн Колвилл структурной седловиной, где мощность чехла сокращена до менее 4 км, отделен от бассейна Бофорта. Он подразделен на две впадины, одноименный передовой прогиб мезозойского орогена Южно-Бруксовской складчато-геосинклинальной системы и краевую моноклиналь впадины, находящейся в Канадской котловине. Собственно прогиб Колвилл выполнен орогенным комплексом мезозойско-кайнозойского возраста мощностью 6—8 км и более. За континентальным склоном этот комплекс замещается образованиями преимущественно глубоководного генезиса.

Северо-Гренландский бассейн получает распространение на северном шельфе Гренландии и котловине Амундсена (см. рис. 35). Соответственно на континенте он ограничен байкальско-калевонской складчатой системой, содержащей тела гипербазитов и осложненной надвигами, а в океане южными оконечностями хребтов Альфа-Менделеева и Ломоносова. Мощность осадочного чехла достигает 7,5 км и сокращается до 1,5—2 км в направлении к центральной части котловины Амундсена. Эта толща залегает в котловине на сложнодислоцированном комплексе пород, характеризующемся крутыми углами падения, многочисленными разрывными нарушениями и скоростями сейсмических волн до 5,0—6,0 км/с. Непосредственно в осадочном чехле выделяются два этажа — нижний со скоростями от 2,0 до 4,5 км/с и верхний — от 1,6 до 2,2 км/с, залегающий субгоризонтально. Р. М. Деменицкая и Ю. Г. Киселев [40], описавшие эти специфические геологические условия в глубоководной котловине, полагают, что дислоцированный комплекс является реликтом калевонского орогена, расколотого при образовании Северной Атлантики.

Таким образом, осадочные бассейны Амеразийской области, за исключением Северо-Гренландского, существенно отличны по строению от периокеанических бассейнов современных пассивных окраин, развитых в Атлантическом и Индийском океанах. Среди них выделяется бассейн Бофорта, морским обрамлением которого является не внутриокеанический подвижный пояс (в данном случае Арктический хребет), а реликт континентальной коры — хребет Менделеева. Это обстоятельство наряду с океанической корой Канадской котловины и формационным составом чехла, известным по меньшей мере для моря Бофорта и его обрамления, обнаруживает существенное сходство данного бассейна с такими осадочными бассейнами окраинных морей, как Черноморский, Мексиканского залива и некоторые другие. Строение осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского в тектоническом отношении ближе всего к внутрискладчатым орогенным впадинам, но отличается от них утонением на отдельных участках гранито-гнейсового слоя коры. Отмеченное распространение в Арктическом сегменте главным образом осадочных бассейнов переходного типа может быть объяснено спецификой его эволюции. Она проходила, по-видимому, в мезозойскую эру по стилю эволюции окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанских поясов, а в кайнозое при мощном разрастании океанической коры вследствие внедрения продолжения Срединно-Алтантического хребта в пределы этого сегмента, обусловившего образование котловин Нансена и Амундсена.

Среди окраинных морей, не связанных в своей геологической истории с Арктическим подвижным поясом, наиболее близки между собой по глубинному строению Гудзонов залив и Белое море, приуроченные к впадинам платформенного типа на Канадском и Балтийском щитах. Гудзонов залив, по площади немного превышающий Белое море, в структурном отношении объединяет две впадины — Моус Ривер на юге и Гудзона на севере. Разделом между впадинами является поднятие Генриетты-Марии, на отдельных участках которого архейский фундамент выходит на поверхность. Мощность осадочного чехла достигает 1,7—2 км только в собственно впадине Гудзона залива. В составе чехла участают эвапорито-карбонатная формация ордовикского и терригенно-карбонатная силурийско-девонского возраста. Пологое залегание чехла нарушено на отдельных участках горстовыми поднятиями фундамента.

По продольной оси Белого моря протягивается Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы, рассеченный поперечными разломами на отдельные звенья, сдвинутые к северо-востоку по отношению друг к другу. Грабен характеризуется некоторым утонением коры, наличием трубок взрыва щелочных базальтов и даек долеритов раннего венда. Он выполнен вулканогенными и вулканогенно-осадочны-

ми образованиями преимущественно позднепротерозойского возраста мощностью до 2 км. На основании приведенных особенностей строения этот грабен рассматривается А. А. Константиновским [54] в качестве древнего аналога современных рифтов, возникшего в пределах сводового поднятия на северо-востоке Балтийского щита. Здесь преимущественно распространены осадки кайнозойского возраста.

Баффинов залив выделяется среди окраинных морей Арктического сегмента Земли рядом специфических особенностей строения. К ним относятся: субокеанический тип коры, пересечение в его пределах систем раннемезозойских и позднемезозойских рифтов, смещение зон наибольшей мощности осадочного чехла к восточной и западной окраинам залива.

Субокеаническая кора отражена в аномальном магнитном поле полосовыми аномалиями, отдельные участки которых сдвинуты по отношению друг к другу в северо-восточном направлении. Разуплотнение вещества мантии на разделе Мохоровичича получает отражение в низких скоростях сейсмических волн, не превышающих в осевой части залива 7,7 км/с. На шельфах о-ва Баффина и Западной Гренландии скорости возрастают на этом уровне до 8,2—8,5 км/с. Рифты (Ланкастер, Мелвилл, Диско и др.), пересекающиеся между собой на севере залива, обладают как поперечной, так и продольной ориентировкой, причем первая более показательна для возникших в раннем мезозое. Более поздняя стадия рифтогенеза сопровождалась излияниями платобазальтов, достигающих наибольшей мощности в районе о-ва Диско. Мощность вулканогенно-осадочного чехла изменяется от 4,5 км в осевой части залива до 15—18 км на шельфе одноименного острова и 8—9 км на шельфе Западной Гренландии.

В чехле шельфа выделяются три структурных этажа: позднебайкальско-калевонский, выделяемый по скоростям 5,5—5,7 км/с; киммерийский, залегающий с несогласием на нижнем и характеризующийся скоростями 2,7—4,4 км/с; альпийский, отраженный скоростями 2,1—2,3 и 1,8 км/с. Самый нижний этаж выклинивается из разреза к подножию континентального склона, а в составе альпийского этажа принимают участие покровы базальтов, которые распространены на подавляющей части площади залива. Аналогичным образом по сейсмическим данным стратифицированы структурные этажи в чехле рифтов арктических островов Канады [175, 223].

Все это обнаруживает существенное сходство в глубинном строении Баффинова залива и Тасманова моря.

Антарктический регион в своем морском продолжении изучен еще менее Арктического. Некоторые сведения о геологии двух окраинных морей этого региона могут быть приведены по обобщающим работам Г. Э. Грикурова, Б. Г. Лопатина [37], П. А. Строева с соавторами [115], В. Е. Хайна [131], результа-

там морских геофизических исследований в море Росса [214] и на северо-западе моря Уэдделла [149, 152, 174], а также по данным глубоководного бурения в море Росса.

В тектоническом отношении окраинные моря Росса и Уэдделла приурочены к межгорным впадинам в области эпиплатформенного орогенеза — кайнозойского на востоке в пределах Трансарктического хребта и мезозойско-кайнозойского в Антарктидах. Подобная типизация впадин находит подтверждение в распространении на шельфе моря Росса позднебайкальско-калевонских комплексов Трансарктического хребта и Земли Мэри Берд, что установлено глубоководным бурением. Однако от многих впадин, находящихся в аналогичной обстановке на других континентах, они отличаются сокращенной мощностью коры и, по-видимому, литосфера в целом, поскольку низкоскоростной слой в верхней мантии находится на глубинах 60—80 км [115, 157].

Эти особенности глубинного строения сближают моря Росса и Уэдделла с определенной категорией орогенных впадин, сформировавшихся над мантийными диапирами и являющихся рифтами. Например, на востоке Африки или в Кордильерах Северной Америки и, наконец, с рифтом Бохайвань в Желтом море. Рифт Брансфилд протягивается в направлении глубоководной котловины Уэдделла, между киммерийским комплексом Шетландских островов и герцинско-киммерийским Антарктического полуострова. Вероятна, но отнюдь не доказана рифтовая природа желоба Крейри, также ориентированного в направлении этой котловины. Существенным элементом различия является замещение в подножии континентального склона моря Уэдделла утоненной континентальной коры орогенной впадины океанической корой глубоководной котловины. Если высказанные представления о рифтовой природе внутриконтинентальных впадин, отделяющих Антарктиды от Трансарктического хребта, справедливы, то рифтогенный процесс был здесь скорее всего незавершенным, затухшим, а за континентальным склоном — поглощенным интенсивным рифтогенезом внутриокеанических подвижных поясов.

В структурном плане море Росса региональным нарушением разделяется на две части — западную, представляющую относительно узкий грабен, и восточную, характеризующуюся сочетанием приразломных поднятий и трогов (рис. 36). Скорости сейсмических волн на поверхности фундамента изменяются от 5,2—5,4 до 6,3—6,7 км/с, что вызвано различиями в составе метаморфических пород и проникновением силлов долеритов. Мощность осадочного чехла достигает в грабене 4,5 км, а на востоке изменяется от 1 до 2 км. В чехле устанавливаются три структурных этажа: герцинско-раннекиммерийский, отвечающий серии Бикон со скоростями 4,1—4,4 км/с; позднекиммерийский (меловой), слагаемый скорее всего мелко-

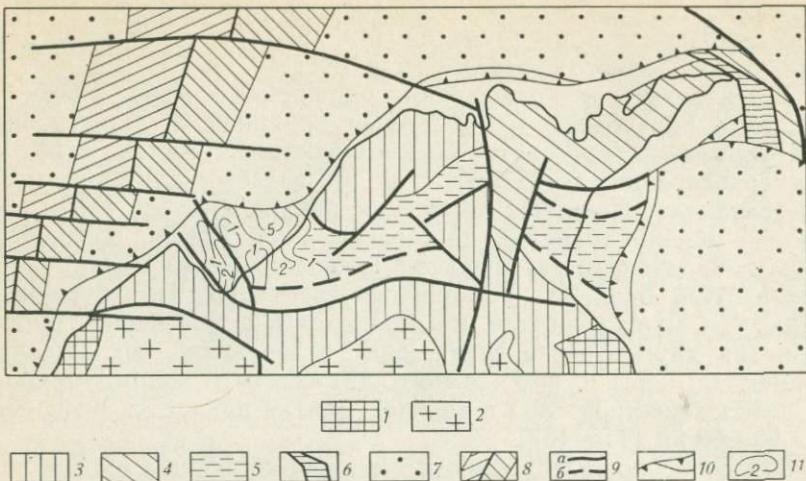


Рис. 36. Схема тектоники окраинных морей Антарктического подвижного пояса.

Кора континентального типа: 1 — фундамент древней платформы на поверхности; 2 — то же, под толщей льда и осадков; 3 — россыпи; 4 — антарктиды; 5 — киммериды; 6 — чехол орогенных впадин; кора субокеанического и океанического типов: 6 — рифт Брамсфильд; 7 — преимущественно мезозойская кора; 8 — осевая зона внутриокеанического подвижного пояса; 9 — разломы (трансформные): а — установленные, б — предполагаемые; 10 — тектонический уступ континентального склона; 11 — изогипсы подошвы осадочного чехла

водно-морскими образованиями, выделяемый по скоростям 3,36—3,7 км/с; альпийский (палеоген-неогеновый) со скоростями 2,6 и 3,8 км/с [214].

На долю альпийского этажа приходится от 0,4 до 2 км от общей мощности разреза, причем отчетливым несогласием между миоценом и плиоценом он подразделяется на два подэтажа. В составе нижнего принимает участие терригенная мелководно-морская формация олигоцен-миоценового возраста, а верхний наряду с терригennыми осадками представлен покровами щелочных базальтов и трахитов, отражающих пароксизм вулканализма в кайнозойскую эру.

В море Уэдделла морские сейсмические исследования проведены только в его северо-западных районах, вблизи Оркнейских островов и в проливе Брансфилд. Наиболее интересны результаты по упомянутому проливу. Общая мощность коры сокращена здесь до 12—15 км, а скорости на разделе Мохоровичча понижены до 7,6—7,7 км/с. Эти данные в совокупности с кайнозойским вулканализмом основного состава на Антарктическом полуострове и Шетландских островах свидетельствуют о том, что в тектоническом отношении пролив является типичным рифтом, активно развивавшимся в кайнозое. Мощность базальтового слоя 10 км, а присущие ему скорости 6,6 км/с. В вышележащем комплексе вулканогенных и вулканогенно-оса-

дочных пород намечается три структурных этажа: раннекиммерийский (позднеюрский) со скоростями 5,3—5,6 км/с; позднекиммерийско-раннеальпийский (мел-неогеновый), выделяемый по скоростям 3,6—2,6 км/с, и позднеальпийский (неоген-плейстоценовый) со скоростями около 1,8—2,0 км/с [149]. Самый нижний этаж слагают складчато-метаморфические и вулканогенные породы, в том числе риолиты и их туфы. Его распространение ограничивается тектоническими блоками Шетландских и Оркнейских островов. Верхние два этажа, залегающие в рифте Брансфилд на базальтовом слое земной коры, представлены осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, а также лавами основного состава.

На Антарктическом шельфе моря Уэдделла мощность вулканогенно-осадочного чехла, перекрытого ледником Фильхнера, превышает, вероятно, по косвенным данным 4—5 км, а в глубоководной котловине сокращается до 2—3 км и менее. Его возрастной диапазон и формационный состав на шельфе скорее всего аналогичны указанному для моря Росса, а в глубоководной котловине — чехлу океанических котловин Южной Атлантики.

Основные выводы. Окраинные моря в Арктическом и Антарктическом сегментах Земли характеризуются преобладанием индивидуальных особенностей глубинного строения, в том числе структуры и истории формирования осадочного чехла. Общее сходство между ними заключается, пожалуй, лишь в относительно стабильной современной геодинамической обстановке, что резко отличает их от подавляющего большинства окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихookeанских подвижных поясов Земли. Одновременно это обстоятельство оправдывает необходимость выделения отдельной группы окраинных морей, расположенных в области сочленения древних и современных океанических окраин в основном пассивного типа.

В этой группе выделяется Баренцево море, обладающее по комплексу показателей преимущественными чертами сходства только с Северным морем. На сходство между этими двумя морями различных подвижных поясов Земли, занимающими одинаковую тектоническую позицию, обратил внимание В. С. Журавлев [46], который рассматривал юго-западную часть Северного моря и юго-восточную часть Баренцева моря наряду с Прикаспийской синеклизой в качестве специфических экзогональных впадин с байкальским фундаментом на обрамлении эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы. Следует отметить, что сходство Северного и Баренцева морей контролируется направленностью эволюции Лавразии в целом и определяется: деструкцией фундамента срединных массивов байкальско-каledonских геосинклиналей процессами рифтогенеза и тектоно-магматической переработки; ограничением на мезозойско-кайнозойском этапе сохранившихся блоков

этих массивов пассивными окраинами Атлантического и Северного Ледовитого океанов; существенной ролью вулканической деятельности в истории формирования осадочного чехла, а также рядом других признаков более частного плана.

Карское, Восточно-Сибирское и Чукотское моря образуют группу, обладающую некоторым сходством с окраинными морями Антарктического подвижного пояса, прежде всего морем Росса и в меньшей степени морем Уэдделла. К элементам сходства этих морей следует отнести общее утонение коры; проявление процессов позднепалеозойско-раннемезозойского (море Росса? и Карское) и кайнозойского (море Уэдделла) рифтогенеза; формирование вулканогенно-осадочного чехла на фундаменте молодой платформы или подвергшемся существенной деструкции фундаменте древней Гиперборейской платформы (Восточно-Сибирское и Чукотское моря?); участие в составе чехла преимущественно континентальных и паралических комплексов палеозойско-раннемезозойского (серия Бикон в Антарктических морях) или позднемезозойского (сероцветная моласса Новосибирских островов) возраста.

Канадская котловина совместно с морем Бофорта, как отмечалось выше, обнаруживает сходство с группой морей переходных областей к древним активным окраинам, прежде всего такими, как Черное и Мексиканский залив, что вызвано предполагаемым раннемезозойским возрастом новообразованной коры глубоководных котловин; субокеаническим типом этой коры, участием в разрезе чехла, по меньшей мере на шельфе, формаций палеозойского возраста, близкой суммарной мощностью этого чехла.

Баффинов залив и море Лаптевых характеризуются сходством по следующим признакам: тектонической позиции, выражающейся в приуроченности к областям внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов в пределы древних платформ; проявлениями мобильности литосферы в зонах отмеченного внедрения, отраженной в повышенной сейсмичности; утонением коры моря Лаптевых и отсутствии гранито-gneйсового слоя в глубоководной котловине Баффинова залива; участием в разрезе осадочного чехла на шельфах формаций палеозойского возраста.

Гудзонов залив и Белое море, хотя и занимают сходную позицию в теле Канадского и Балтийского щитов, но различаются между собой по периоду формирования осадочного чехла, более раннем в случае Белого моря. К элементам различия относится также приуроченность Белого моря к древнему аналогу современных рифтов.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

Сопоставление фактического материала, характеризующего современную геодинамическую обстановку и глубинное строение окраинных и внутренних морей, обнаруживает черты сходства и различия между ними.

Сходство проявляется в двух категориях. Первая имеет глобальный характер и не зависит от тектонической позиции морей по отношению к подвижным поясам Земли. Она определяется крайне молодым позднемеловым — поздненеогеновым возрастом подавляющего большинства глубоководных котловин и еще более юным, преимущественно плейстоценовым периодом формирования современных береговых линий. Сюда же относятся отсутствие, а иногда утонение и деструкция типичной континентальной коры в морях шельфового типа. Вторая категория скорее региональна. Она охватывает общие черты в геодинамической обстановке и глубинном строении морей, занимающих близкую тектоническую позицию.

Глобальное сходство свидетельствует по меньшей мере о двух особенностях. Одна из них, неоднократно отмечавшаяся ранее (Н. И. Николаев, Л. Кинг и др.), выражается в ведущей роли неотектонического этапа при формировании современного лика Земли. Для окраинных и внутренних морей этот этап такой же переломный момент в эволюции, каким явилаась мезозойская эра для океанических пространств. Именно господством нисходящих движений в кайнозойскую эру и особенно на неотектоническом этапе объясняется близкая сейсмическая характеристика альпийского этажа в осадочной толще всех окраинных и внутренних морей (см. табл. 2—8).

Другая особенность более дискуссионна, поскольку касается взглядов о едином или ведущем механизме новообразования коры глубоководных котловин.

Черты сходства регионального плана неразрывно связаны с элементами различия. Последние выражаются в рельефе морского дна, наличии или отсутствии глубоководной котловины, плотности вещества в кровле верхней мантии, отраженной в скорости упругих волн, сейсмичности, интенсивности теплового потока, мощности и периоде формирования вулканогенно-осадочной толщи, ее количественной характеристике, наборе и формационном составе структурных этажей. Различие вызвано несколькими причинами: взаимосвязью морей с определенным

подвижным поясом Земли, тектонической позицией по отношению к этому поясу и той эволюционной стадии развития, на которой находится ныне отдельная морская впадина.

Обобщение черт сходства и различия между выделенными группами и отдельными морскими впадинами, занимающими одинаковую тектоническую позицию, представляется необходимым для выяснения вопросов их тектонической типизации, закономерностей строения и в конечном итоге для критического анализа дискуссионной проблемы вероятного механизма новообразования коры глубоководных котловин.

Применительно к весьма разнообразной по комплексу признаков совокупности внутренних морей различных тектонических областей, связанных с современными активными окраинами, устанавливается, что каждая из выделенных групп обладает индивидуальными особенностями современной геодинамической обстановки и глубинного строения. При этом подавляющее большинство внутренних морей (18 из 22) является принадлежностью Тихоокеанских подвижных поясов, а морские впадины — собственно внутренней области активной окраины лишь Западно-Тихоокеанского подвижного пояса. Геодинамическая обстановка здесь весьма напряженная, что выражается в крайне сложном рельфе дна, наличии многих подводных вулканов, повышенной сейсмичности и тепловом потоке, разуплотнении вещества мантии на разделе Мюхоровичча. Тип коры океанический, а литосфера при сокращенной ее мощности более всего утонена в островных дугах. Напротив, мощность нижней части разреза вулканогенно-осадочной толщи, выделяемой по скоростям сейсмических волн от 3,7 до 5,5 км/с, составляет в котловинах около 1—1,5 км и увеличивается к островным дугам до 2—3, а порой и более 5 км. По природе эта нижняя часть разреза представляет собой в котловинах генетический аналог второго слоя океанической коры, может быть, с несколько большей долей осадочных пород, а в островных дугах — присущий им вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплекс. Залегающий выше в котловинах осадочный чехол на значительной части их площади представлен неуплотненными осадками небольшой мощности. В количественном плане соотношение между площадью моря и площадью осадочного бассейна, выполненного уплотненными породами преимущественно позднекайнозойского возраста, почти всегда (исключение море Сулавеси) отрицательно. Суммарный объем этих пород минимален, составляя от 0,1 до 0,3 млн. км³, а средневзвешенная мощность колеблется от 0,5 до 4,2 км. Первое значение характеризует бассейн Фиджи, а второе — Сулавеси. В большинстве других случаев средневзвешенная мощность около 3 км (рис. 37).

Группа внутренних морей переходной области от древних к современной активной окраине по возрасту новообразованной коры в глубоководных котловинах подразделяется на три под-

типа: раннемезозойский (Алеутская и Южно-Китайская котловины), раннекайнозойский (Курильская котловина), позднекайнозойский (котловины Командорская, Сулу, Гренада, Юкатанская, Андаманская, Критская и Тирренская). Сходство между всеми подтипами заключается в характере рельефа морского дна и наличии подводных вулканов, а также в частых случаях поперечной ориентировки ареалов повышенной мобильности современной геодинамической обстановки, наследующей простирания разломных нарушений и рифтовых зон, возникших на доальпийских этапах тектоно-магматической активности.

Различие состоит из комплекса показателей, прежде всего, это относительно спокойная геодинамическая обстановка в Алеутской и Южно-Китайской котловинах, отраженная в преобладании ареалов нормального теплового потока и почти полной (за исключением небольших участков) асейсмичности. Тип коры субокеанический с отчетливыми полосовыми аномалиями магнитного поля (Алеутская котловина).

В раннекайнозойском и позднекайнозойском подтипах геодинамическая обстановка, напротив, напряженная с преимущественной локализацией сейсмичности вдоль островных дуг. Одновременно имеются аномальные случаи Охотского и Эгейского морей, когда ареалы повышенного выделения сейсмической энергии охватывают не только котловину, но и шельф. Тип коры, за исключением Командорской котловины, субокеанический, а ее утонение происходит не только в котловинах, но иногда и на шельфе. Мощность литосферы в котловинах также сокращена, что наиболее отчетливо проявлено в Тирренском море. В котловине Тирренского моря установлены реликты срединного массива, подвергшегося деструкции на альпийском этапе тектоно-магматической активности. Вероятные аналоги подобного массива намечаются также в Курильской и Южно-Китайской котловинах.

Осадочные бассейны, выполненные уплотненными породами, охватывают не только морскую впадину в целом (шельф+глубоководная котловина), но и прилегающие к ней межгорные прогибы на континенте и островах. По стратиграфическому диапазону чехла бассейны поздразделяются на среднепалеозойские (Берингоморской), позднепалеозойско-раннемезозойские (Индосинийско-Яванская область прогибания), позднемезозойско-раннекайнозойские (Охотоморской), позднекайнозойские (Гренада, Юкатанский, Командорский, Андаманский, Эгейский, Тирренский). На долю нижней части разреза, выделяемой по скоростям от 3,6 до 5,5 км/с, приходится от 2 до 5 км и более, причем, как правило, мощности возрастают к островным дугам. По природе эта часть разреза в одних случаях представляет аналог второго слоя океанической коры (Командорская котловина, море Сулу), в других — вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплекс островных дуг, в третьих (Берингово,

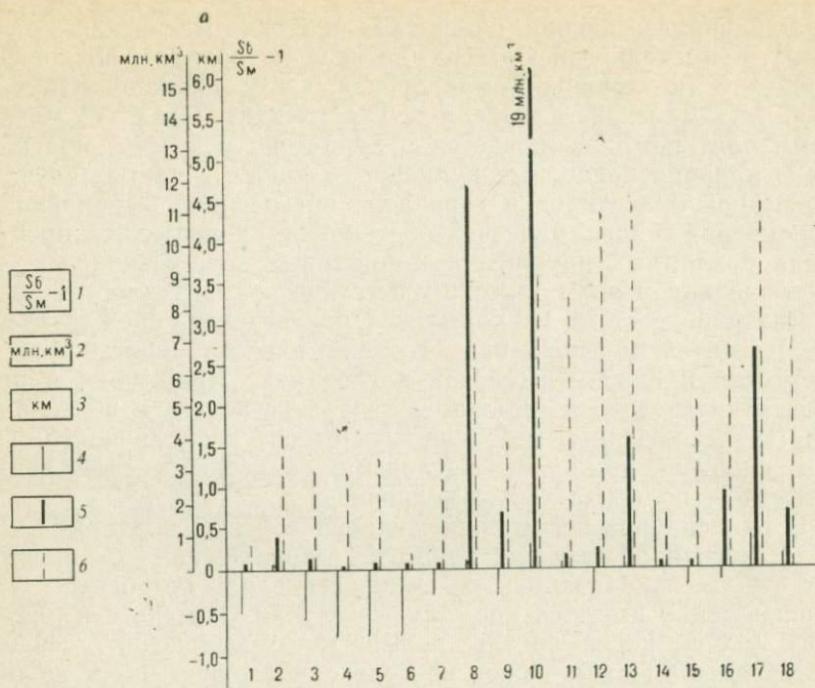
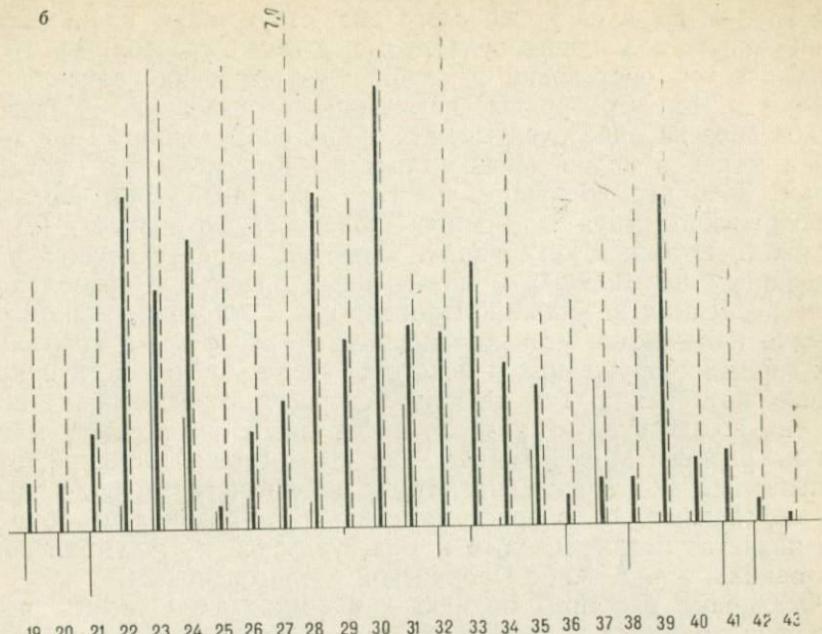


Рис. 37. Гистограмма основных параметров осадочных бассейнов внутренних морей. 1 — отношение площади осадочного бассейна к площади моря; 2 — объем осадочной донной бассейна к площади моря; 3 — значение объема; 4 — значение средневзвешенное; 5 — Банда, 6 — Новогвинейское, 7 — Соломоново, 8 — Фиджи, 9 — Саву, 10 — Беринговоморское, 11 — Юкатанская, 12 — Андаманское, 13 — Эгейское, 14 — Тирренское, 15 — Альборанского, 16 — Японское, 17 — Восточно-Китайское, 18 — Коралловое. Средиземноморье (моря Леванта и Ионическое), 19 — Адринатическое, 20 — Черное и Арафурское, 21 — Северное и Балтийское, 22 — Баренцево, 23 — Карское, 24 — Желтое, 25 — Лаптевых, 26 — Баффинов залив, 27 — Красное, 28 — Тасманово, 29 —

Охотское, Южно-Китайское и Яванское моря) — осадочные и вулканогенно-осадочные формации выполнения межгорных впадин. По латерали часто один из указанных комплексов замещает другой. В Тирренском море данный диапазон скоростей соответствует эвапоритам мессинского яруса, а также орогенным формациям краевых прогибов позднегерцинских горных сооружений, обрамлявших Тирренский срединный массив.

Количественные показатели строения осадочных бассейнов обнаруживают некоторую корреляцию с их возрастом (см. рис. 37). В наиболее древних — Беринговоморском и Индосинско-Яванской области прогибания — площадь бассейна несколько больше площади моря, а суммарный объем осадочного выполнения достигает очень высоких значений, соответственно 12 и 19 млн. км³. Средневзвешенная мощность относительно невелика, составляя 2,8 и 3,6 км. Охотоморский бассейн отличается от них прежде всего превышением площади моря над площадью бассейна, а также низким суммарным объемом чех-



и окраинных морей.

толщи; 3 — средневзвешенная мощность (в км); 4 — значение отношения площади осадной мощности. Внутренние моря: 1 — Филиппинское, 2 — Сулавеси и Молуккого, 9 — Охотское, 10 — Южно-Китайское, Яванское, Сулу, 11 — котловина Гренада, Венесуэльская котловина, 17 — Колумбийская котловина, 18 — Алжиро-Прованская котловина, 22 — Мексиканский залив, 23 — Персидский залив, 24 — Восточное Азовским, 27 — Каспийское, 28 — Канадская котловина с морем Бafforta, 29 — Тиморско-Восточно-Сибирское и Чукотское, 34 — Росса, 35 — Уэдделла, 36 — Гудзонов залив, 37 — Скотта, 43 — Калифорнийский залив

ла и небольшой средневзвешенной мощностью. Позднекайнозойская группа по соотношению между площадью моря и бассейна близка к Охотоморскому, поскольку оно оказывается положительным лишь в случаях бассейнов Гренада и Андаманского. Суммарный объем осадочного чехла изменяется от 0,21 (Эгейские и Тирренский бассейны) до 3,9 млн. км³ (Андаманский бассейн). Средневзвешенная мощность минимальна (0,7 км) в Эгейских бассейнах и максимальная (4,3 и 4,5 км) в Юкатанском и Андаманском бассейнах.

Несколько особое положение в данной группе занимают Венесуэльская и Колумбийская котловины в Карибском море, а также Алжиро-Прованская котловина в Средиземном море. Эти морские впадины не только находятся на некотором удалении от современной активной окраины, но и отделены от нее порой либо реликтами островных дуг (хребет Авес), либо выступами герцинского основания (Корсика и Сардиния), либо позднекайнозойскими горными сооружениями (Кордильеры

Центральной Америки). Они отличаются от других морей данной группы по рельефу морского дна, отсутствию проявлений современного подводного вулканизма, а также своеобразию геодинамической обстановки и глубинному строению, заключающемуся в том, что ареалы повышенного выделения сейсмической энергии либо охватывают горные сооружения на обрамлении морей в целом (Венесуэльская, Колумбийская котловины), либо на небольшом участке (по периферии только Альборанского моря в Алжиро-Провансской котловине). Поле теплового потока в котловинах, напротив, характеризуется чередованием нормальных и повышенных ареалов с преобладанием последних в Алжиро-Прованской котловине. Соответственно намечаются утонение мощности литосферы в упомянутых горных сооружениях и некоторое ее утолщение в глубоководных котловинах. Тем не менее скорости упругих волн все же свидетельствуют о разуплотнении вещества верхней мантии на разделе Мохоровичча. Тип коры субокеанический, отраженный в аномальном магнитном поле нечеткими полосовыми аномалиями. Ее возраст по данным глубоководного бурения является позднемеловым в Венесуэльской и Колумбийской котловинах, а в Алжиро-Прованской — олигоценовым.

Осадочные бассейны по началу формирования своего выполнения относятся к позднепалеозойско-раннемезозойским, однако допозднемезозойские горизонты скорее всего выклиниваются из разреза к подножию континентального склона. Это определяет смещение зоны наибольшей (до 8—15 км) мощности этой толщи к древним активным окраинам, представляющим ныне горные сооружения. В этом же направлении возрастает мощность нижней части разреза (скорости 3,6—5,5 км/с). Наиболее вероятно, что в центральных районах котловин эта часть разреза представлена вулканогенными образованиями (аналоги второго слоя?), а на окраинах и в области шельфа — орогенными вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями.

Количественная характеристика бассейнов данной группы морей близка к отмеченной для Берингоморского и Индосинско-Яванской области прогибания, особенно по соотношению между площадью моря и бассейна, а также средневзвешенной мощности. Однако объем вулканогенно-осадочной толщи несколько меньше и составляет от 1,7 до 6,8 млн. км³ (см. рис. 37).

Внутренние моря переходной области от древних активных окраин или стабильных плит к современным активным окраинам различаются между собой по рельефу морского дна, подводному вулканизму, геодинамической обстановке и глубинному строению. Наиболее напряженной упомянутая обстановка является в котловинах Японского и Восточно-Китайского морей, где она аналогична по сейсмичности и тепловому потоку группе внутренних морей современной активной окраины. Со-

ответственно мощность литосферы сокращена, а мантия на разделе Мохоровичча разуплотнена. Все это генетически взаимосвязано с наличием большого числа подводных вулканов. Тип коры в Япономорской котловине океанический, а в котловине Окинава (Восточно-Китайское море) субокеанический. Аномальное магнитное поле, наоборот, в Японском море обладает шахматным рисунком, а в Восточно-Китайском скорее полосовым. Позиция Японского моря напротив входящего угла Тихоокеанской океанической плиты, а также пересечения в его пределах разновозрастных систем нарушений предопределили экстремальную геодинамическую обстановку и отмеченный характер магнитного поля.

Коралловое море в геодинамическом аспекте представляет аномалию другого рода. Подобно Алжиро-Провансской, Венесуэльской и Колумбийской котловинам, здесь при мозаичном поле теплового потока не отмечается сколько-нибудь значительного выделения сейсмической энергии. Однако полная аналогия с указанными котловинами отсутствует, поскольку скорости сейсмических волн свидетельствуют об уплотнении, а не о разуплотнении вещества мантии. Кора в Коралловоморской котловине субокеанического типа с повышенной мощностью вулканогенно-осадочного чехла. При этом намечается по косвенным признакам, что субокеаническая кора возникла за счет растяжения и деструкции «Коралловоморской платформы» — срединного массива с байкальским складчато-метаморфическим фундаментом. Осадочные бассейны рассматриваемой группы морей также различны между собой по стратиграфическому диапазону вулканогенно-осадочной толщи. Наиболее широк он в Восточно-Китайском бассейне, где охватывает фанерозой в целом, однако в котловине Окинава докайнозойские слои отсутствуют. Коралловоморской бассейн характеризуется началом формирования этой толщи в раннемезозойское время, Япономорский преимущественно в позднемеловое — раннекайнозойское. Мощность нижней части разреза (скорости 3,6—5,5 км/с) от менее 2 до более 5 км, причем зона наибольшей мощности в Японском море тяготеет к его северо-восточной и восточной окраинам, а в Коралловом море, напротив, к центральным районам глубоководных котловин. Восточно-Китайское море отличается увеличением мощности этой части разреза в направлении к дуге Рюкю. О его составе судить трудно, однако, не вызывает сомнений, что повсеместно происходят изменения формаций по латерали: в Японском и Коралловом морях от преимущественно вулканогенных в котловине к вулканогенно-осадочным на континентальном склоне и шельфе; в Восточно-Китайском море от осадочных на шельфе к вулканогенно-осадочным на дуге Рюкю.

Количественная характеристика бассейнов обнаруживает черты сходства и различия с морями внутренней области ак-

тивных окраин (см. рис. 37). Первые заключаются в превышении площади моря над площадью бассейна, особенно существенном в Японском и Коралловом морях, вторые определяются большим суммарным объемом вулканогенно-осадочного чехла, составляющим от 1,5 до 3,4 млн. км³, а также его средневзвешенной мощностью, достигающей 2,2—3,1 км.

Окраинные моря переходной области от стабильных в фанерозое (иногда лишь в мезозое) плит к древним активным окраинам по анализируемому комплексу признаков отличаются от морей всех других, рассмотренных выше, групп (за исключением Кораллового). Прежде всего это различие проявляется в рельефе морского дна, поскольку моря данной группы либо шельфовые, либо котловина занимает меньшую часть их площади. Отсутствует в этих морях и подводный вулканизм. Сущность геодинамической обстановки заключается в смещении области повышенной сейсмичности и теплового потока к горным сооружениям обрамления, где и происходит наиболее значительное сокращение мощности литосферы. Глубоководные котловины, напротив, характеризуются спокойной геодинамической обстановкой, увеличенной по сравнению с внутренними морями мощностью литосферы, уплотнением вещества мантии, повышенной амплитудой нисходящих движений за кайнозойскую эру в целом и за неотектонический этап в частности. При этом все моря шельфовые и котловинные обладают корой субокеанического типа, что не доказано лишь для Персидского залива. Однако особенности аномального поля силы тяжести дают основание предполагать, что и в этом заливе гранито-гнейсовый слой сильно утонен.

Осадочные бассейны, связанные с морями данной группы, выделяются повышенной до 15—20 км мощностью осадочного чехла и широким его стратиграфическим диапазоном, охватывающим фанерозой или мезозой — кайнозой в целом. Линза вулканогенно-осадочной толщи имеет выпуклую вниз форму, обычно согласную с рельефом морского дна. Нижняя часть разреза этой толщи (скорости 4,0—5,5 км/с) достигает мощности 5—8 км и представлена преимущественно осадочными образованиями. Все сказанное вполне правомерно для окраинных морей данной группы в Тихоокеанском и Средиземноморском подвижном поясах, поскольку различия между ними определяются только стратиграфическим уровнем распространения эвапоритов.

Количественная характеристика также свидетельствует о формировании современных морских владин этой группы в пределах обширных областей, испытавших длительное и довольно стабильное опускание (см. рис. 38). Площадь моря здесь намного меньше площади осадочного бассейна. Суммарный объем осадочной толщи достигает 3—10 млн. км³, а ее средневзвешен-

ная мощность в подавляющем большинстве случаев выше 5,1 км.

Среди окраинных морей областей сочленения древних и современных океанических окраин различного типа прежде всего выделяются Тиморское с Арафурским, Северное с Балтийским и Ирландским, Канадская котловина с морем Бофорта, а также Баренцево море. Все эти четыре подгруппы окраинных морей, относящихся, за исключением Канадской котловины, к категории шельфовых, могут быть объединены воедино по следующим признакам: стабильной геодинамической обстановке, отличающейся несколько повышенным тепловым потоком лишь в Северном море; мощности литосферы, вероятно, близкой к отмеченной для окраинных морей переходных областей к древним активным окраинам; субокеаническому типу коры, что остается пока неизвестным лишь для Арафурского и Тиморского морей; формированию в зонах сочленения древних платформ с преимущественно байкальско-каledonскими складчато-гэосинклинальными комплексами; пересечению в их пределах систем рифтов, порой разновозрастных; стратиграфическому диапазону вулканогенно-осадочной толщи, охватывающему фанерозой, но к центральным районам некоторых морей (Канадская котловина, Северное море) сокращающемуся до среднего палеозоя — кайнозоя или раннего мезозоя — кайнозоя.

Количественная характеристика осадочного чехла близка к отмеченной для бассейнов окраинных морей переходных областей к древним активным окраинам (см. рис. 38). Площадь моря почти всегда меньше площади бассейна. Суммарный объем осадочной толщи достигает 5—13,7 млн. км³, а средневзвешенная мощность составляет от 4,9 до 6,4 км.

Еще две подгруппы окраинных морей, занимающих аналогичную тектоническую позицию, включают Карское, Восточно-Сибирское с Чукотским, а также моря Росса и Уэдделла. Как и в предыдущем случае, эти моря, за исключением моря Уэдделла, шельфовые. К признакам сходства между ними относятся: утонение коры; проявление процессов рифтогенеза в геологической истории; доказанный (Карское море) и предполагаемый средне-позднепалеозойско-кайнозойский стратиграфический диапазон чехла и его формационный состав.

Количественная характеристика обнаруживает замедленный темп седиментации в осадочных бассейнах (см. рис. 38). Площадь морей близка к площади бассейнов или даже несколько больше. Суммарный объем осадочной толщи от 4,3 до 8,1 млн. км³, средневзвешенная мощность от 2,6 до 3,0 км и только в Восточно-Сибирском море, вероятно, достигает 4,2 км.

Окраинные моря в пределах древних платформ (Северо-Американской, Восточно-Европейской, Китайской), хотя и немногочисленны, но довольно своеобразны. В трех случаях из четырех они тяготеют к рифтовым зонам: древней среднепроте-

розойской (Белое море); позднепротерозойско-раннепалеозойской (продолжение Датско-Польского авлакогена на юго-западе Балтийского моря, а также вероятные, синхронные по возрасту, рифты Бискайского и Финского заливов); мезозойской (Желтое море), сохранившей геодинамическую активность до современной эпохи. Только в Гудзоновом заливе рифтовые зоны пока неизвестны, если не иметь в виду одноименного пролива, открывающегося в Атлантический океан. Осадочный чехол этих морей также весьма разнообразен по возрастному диапазону — фанерозойскому в Желтом и Балтийском морях, раннепалеозойскому в Гудзоновом заливе, преимущественно позднепротерозойскому в Белом море.

Для данных четырех морей количественная характеристика не очень показательна. Осадочная толща Балтийского моря является составным элементом более крупной Северо-Европейской области прогибания. Аналогичное замечание надо сделать и по поводу Желтого моря. Для Белого моря фактический материал, необходимый для подсчетов, отсутствует. В Гудзоновом заливе площадь осадочного бассейна невелика, суммарный объем чехла около 0,6 млн. км³, а средневзвешенная мощность не более 1,5 км. В Желтом море средневзвешенная мощность достигает 3,6 км.

Окраинные моря областей внедрения внутриокеанических подвижных поясов, подобно предыдущей группе, различны по глубинному строению и удалены на значительные расстояния друг от друга. В принципе они должны быть подразделены на две подгруппы: внедрений в пределы платформенных областей — Красное, Тасманово?, Баффинов залив; внедрений в орогенные области — Скотта и Калифорнийский залив. Обращает внимание, что к первой из указанных подгрупп по тектонической позиции и наличию зачаточного рифта тяготеет море Лаптевых, а все входящие в ее состав окраинные моря возникают в результате растяжения сводового поднятия платформы (Лаптевых?, Красное, Баффинов залив, Тасманово?). Однако на фоне различий отчетливо проявляется сходство. Оно заключается в следующих признаках: напряженной геодинамической обстановке различной интенсивности в осевых зонах этих морей; океаническом типе коры глубоководных котловин, отраженном в аномальном магнитном поле полосовыми аномалиями (исключение — море Лаптевых, где в осевой зоне утоненная континентальная кора); расположением осадочных бассейнов в краевых частях морей, а в осевых зонах либо подводных хребтов, либо узких глубоководных трогов.

В соответствии с периодом наиболее интенсивного проявления процессов рифтогенеза осадочные бассейны различаются между собой по стратиграфическому диапазону осадочного выполнения — наиболее широкого, преимущественно мезозойско-кайнозойского в Баффиновом заливе и позднекайнозойского в

море Скотта и Калифорнийском заливе. Образования палеозойской эры присутствуют в разрезах бассейнов моря Лаптевых, Красного и Баффинова залива, но тяготеют к краевым шельфовым частям морей. Нижняя часть разреза вулканогенно-осадочной толщи (скорости 3,6—5,5 км/с) в глубоководных котловинах представлена вулканогенными породами основного состава, относящимися ко второму слою океанической коры, но к шельфу замещается образованиями осадочного генезиса.

Количественная характеристика осадочных бассейнов обнаруживает, что их площадь в четырех случаях из шести оказывается меньше площади морской впадины, а в остальных двух близка к ней (см. рис. 38). Суммарный объем вулканогенно-осадочной толщи только в Баффиновом заливе достигает 4,1 млн. км³ при средневзвешенной мощности 5,7 км. В остальных бассейнах этот объем составляет от 0,18 до 2,2 млн. км³, а средневзвешенная мощность колеблется от 1,4 до 4,6 км.

Таким образом, выясняется, что количественная характеристика осадочных бассейнов, связанных с окраинными и внутренними морями Земли, отражает стратиграфический интервал формирования осадочной толщи, а также преобладание в процессе ее эволюции вертикальных или горизонтальных движений. При преимуществе вертикальных движений, имеющих место, как правило, в осадочных бассейнах с наиболее длительной геологической историей, охватывающей фанерозой или поздний палеозой — кайнозой, площадь моря оказывается значительно меньше площади осадочного бассейна, а суммарный объем чехла и его средневзвешенная мощность наибольшими. Преобладание горизонтальных перемещений над вертикальными, наиболее показательное для морских впадин с новообразованной корой позднемезозойского или кайнозойского возраста, вызывает превышение их площади над площадью осадочного бассейна, накопление относительно небольшого объема вулканогенно-осадочного чехла с низкими значениями средневзвешенной мощности. При этом оказывается, что осадочные бассейны, сходные по периоду формирования осадочной толщи, связаны с окраинными и внутренними морями различных подвижных поясов Земли и, более того, занимающими иную тектоническую позицию.

Отмеченный вывод о сходстве осадочных бассейнов был использован ранее для целей классификации окраинных и внутренних морей [64, 103, 136]. Приведенные в книге материалы предоставляют возможность для дальнейшего уточнения этих классификаций. В этом вопросе прежде всего следует учитывать, что стратиграфический интервал формирования осадочной толщи в пределах бассейна в целом (континент, шельф + глубоководная котловина) и возраст коры в глубоководной котловине существенно различны.

Как было показано выше, не только в котловинах окраинных и внутренних морей, но и во многих шельфовых морях (например, Северном) в направлении к центральной области проходит закономерное сокращение стратиграфического диапазона чехла. Отсюда следует, что классификации осадочных бассейнов окраинных и внутренних морей, с одной стороны, и глубоководных котловин с корой субокеанического и океанического типов — с другой, хотя и близки, но порой существенно неоднозначны. Применительно к котловинам с корой позднепалеозойско-раннемезозойского и позднемезозойского возраста следует различать также возраст коры и время образования современной глубоководной котловины, которые могут отличаться на одну—полторы эры.

Все эти три понятия — стратиграфический диапазон чехла, возраст новообразованной коры в котловине и время формирования современной глубоководной котловины — оказываются идентичными лишь применительно к самой молодой, позднекайнозойской генерации окраинных и внутренних морей.

С учетом этих важнейших особенностей строения и эволюции рассматриваемых осадочных бассейнов они могут быть подразделены на пять групп. Осадочные бассейны окраинных морей внутриконтинентального и окраинно-континентальных подвижных поясов подразделяются на две возрастные подгруппы: ранне-среднепалеозойскую и позднепалеозойско-раннемезозойскую. Осадочные бассейны внутренних морей образуют три подгруппы: позднепалеозойско-раннемезозойскую; позднемезозойско-раннекайнозойскую и позднекайнозойскую. Осадочные бассейны окраинных морей внутриокеанических подвижных поясов возрастных групп не образуют. Каждое из них в этом плане относится к соответствующей подгруппе окраинных или внутренних морей. Применительно к некоторым осадочным бассейнам окраинных и внутренних морей Тихоокеанских и Средиземноморского подвижных поясов оказывается возможным дать их тектоническую и количественную характеристику (табл. 9).

Осадочные бассейны двух возрастных групп окраинных морей в большей или меньшей степени тяготеют к перикратонным областям опусканий древних платформ [66]. Однако на самом деле тектоническая обстановка в некоторых из них более сложная. Так, например, в Северном море перикратонный прогиб может выделяться лишь для промежуточной, позднепалеозойской стадии развития. В мезозое и кайнозое — это перикреаническая впадина на обрамлении Атлантического океана. В Черном море в обстановке перикратонного опускания накапливался палеозойский чехол северо-западного сектора и, вероятно, мезозойский комплекс. В кайнозое здесь возникла ороген-

Таблица 9

Количественная характеристика некоторых осадочных бассейнов
окраинных и внутренних морей
Тихоокеанских и Средиземноморского подвижных поясов

	Осадочные бассейны	Максимальная амплитуда вертикальных движений (в км)		Вероятная амплитуда горизонтальных движений в пределах данной морской впадины (в км)	Интенсивность осадконакопления		
		за период формирования осадочной толщи	за кайнозой				
<i>Ранне-среднепалеозойская группа</i>							
Окрайинные моря	Северо-Европейский	12—14	3,8	100—120			
	Адриатический	12—15	3—4	80—100			
	Восточно-Средиземноморский	20—22	7—12	100—150			
	Персидского залива	10—15	3—4	25			
	Северо-Австралийский	10—12		50—100			
	Восточно-Китайский	8—10		150			
					17,0		
					4,34		
							3,92
<i>Позднепалеозойско-раннемезозойская группа</i>							
Внутренние моря	Азово-Черноморский	14—16	8—9	50			
	Средне- и Южно-Каспийский	20—22	10—12	50—100			
	Мексиканского залива	14—16	6—8	50—150			
					12,93		
					1,87		
							6,91
<i>Позднепалеозойско-раннемезозойская</i>							
Внутренние моря	Алжиро-Прованский	5—7	3—4	200			
	Беринговоморский	8—10	2—6	350—750			
	Индосинийско-Яванский	8—15	2—7	200—250			
	Коралловоморской	10—12	4—6	250—350			
					28,9		
					9,0		
							3,2
<i>Позднемезозойско-ранnekайнозойская группа</i>							
Внутренние моря	Венесуэльский и Колумбийский	14—16	5—8	200—400			
	Япономорской	12—14	5—8	250—600			
	Западно- и Восточно-Тасмановоморские	4—5	2—3	800—1000			
	Тирренский	12	3—7	50—70			
	Охотоморский	8	3—6	250			
					14,8		
					4,7		
							3,1
<i>Поздnekайнозойская группа</i>							
Внутренние моря	Северо- и Южно-Эгейские	—	3—4	50—70			
	Иравадийско-Андроманский	—	10—12	120—150			
	Западно- и Восточно-Филиппинские	—	?	250—1000			
	Фиджи	—	5—6	750			
					4,4		
					2,6		
							1,65

ная впадина, выполненная молассой. Максимальная амплитуда вертикальных движений за весь период формирования чехла в подавляющем большинстве бассейнов весьма высокая. Она превышает 10 км и иногда достигает 15—22 км (Южно-Каспийский, Восточно-Среднезимноморский и некоторые другие бассейны). Большие значения намечаются и для вертикальных движений за кайнозойскую эру, которые колеблются от 4 до 12 км. Вероятная амплитуда горизонтальных движений, которая может быть намечена по установленной или предполагаемой ширине рифтовых зон, скрытых ныне под покровом кайнозойских осадков, относительно невелика и составляет в среднем 50—100 км.

Среди осадочных бассейнов внутренних морей существенно различны между собой позднепалеозойско-раннемезозойская группа и две более молодые. Тектоническая позиция морей и формационный состав чехла определяют тектоническую типизацию осадочных бассейнов позднепалеозойско-раннемезозойской группы, которые представляют собой либо внутриструктурные, орогенные впадины, либо в их пределах орогенная впадина замещается геосинклинальной. Примером подобного взаимоперехода может служить область Коралловоморской и Новогебридской котловин в пределах Кораллового моря. Максимальная амплитуда вертикальных движений составляет в среднем 8—10 км, причем около 2—6 км приходится на кайнозойскую эру. Районы проявления отмеченного размаха вертикальных движений охватывают, как правило, шельф и континентальный склон. В глубоководных котловинах, напротив, довольно интенсивны горизонтальные движения, амплитуда которых ориентировочно может быть оценена в 200—350 км и только иногда (Алеутская котловина) в 750 км.

В принципе две первые подгруппы окраинных морей и позднепалеозойско-раннемезозойская подгруппа внутренних морей приурочены к тектоническим структурам полициклического развития. Однако прогибание перикратонных прогибов, связанных с окраинными морями, оказалось более интенсивным и относительно стабильным. Перерывы в седиментации были кратковременными и большого значения не имели [64].

Осадочные бассейны позднемезозойско-ранекайнозойской группы по тектоническому типу близки к предыдущей группе бассейнов внутренних морей, поскольку здесь имеет место замещение орогенной впадины на шельфе современной геосинклиналью в глубоководной котловине и даже порой наблюдается обстановка, которая условно может быть названа предгеосинклинальной. Количественная характеристика осадочных бассейнов этих двух групп также достаточно похожа. Однако амплитуда горизонтальных движений в котловине, которая фиксируется по полосовым аномалиям магнитного поля (Тасманово, Японское моря), достигает иногда 600—1000 км. Одновре-

менно в Тирренском бассейне трудно предполагать горизонтальные перемещения на расстояние более 50—70 км.

Осадочные бассейны позднекайнозойской группы также довольно разнообразны по тектоническим типам. В их пределах имеются орогенные впадины (Северо-Эгейский и Иравадийско-Андаманский бассейны), наблюдается переход орогенной впадины в геосинклинальную, могут быть выделены обширные пространства филиппинских и фиджийских котловин, которые находятся пока в предгеосинклинальных условиях. Амплитуда вертикальных движений значительна только в Иравадийско-Андаманском бассейне, где достигает 10—12 км; диапазон горизонтальных перемещений весьма изменчив — от 50—70 км в эгейских бассейнах до 1000 км (?) в филиппинских. Полициклическое развитие для бассейнов позднемезозойско-раннекайнозойской и позднекайнозойской групп не характерно. Здесь оно было крайне кратковременным;mono- или бициклическим (Тирренский, Охотоморский бассейны).

Различия в геологической истории выделенных групп осадочных бассейнов отчетливо проявляются и в таких количественных характеристиках, как суммарный объем осадочной толщи, площадь бассейнов и средневзвешенная мощность чехла. Подсчеты этих показателей, проведенные на представленной в книге схеме (см. рис. 12), обнаруживают, что суммарный объем чехла оказывается наибольшим в позднепалеозойско-раннемезозойской группе осадочных бассейнов внутренних морей — 28,9 млн. км³, а наименьшим в позднекайнозойской группе — 4,4 млн. км³. Суммарный объем осадочной толщи и площадь бассейнов оказываются приблизительно равными в ранне-среднепалеозойской и позднемезозойской группах (соответственно 17 млн. км³ — 4,34 млн. км² и 14,8 млн. км³ — 4,7 млн. км²).

Однако для целей сравнительного анализа наиболее показательным оказывается значение средневзвешенной мощности. Последнее оказывается наибольшим в позднепалеозойско-раннемезозойской группе осадочных бассейнов окраинных морей (6,91 км), несколько меньшим в ранне-среднепалеозойской группе (4,34 км), приблизительно равным в позднепалеозойско-раннемезозойской и позднемезозойско-раннекайнозойской группах бассейнов внутренних морей (соответственно 3,2 и 3,1 км) и наименьшим в позднекайнозойской группе — 1,65 км (см. табл. 9).

Отмеченное распределение средневзвешенной мощности отчетливо отражает зависимость темпа седиментации от двух особенностей геологической истории осадочных бассейнов — длительности и стабильности прогибания и соотношения между амплитудой вертикальных и горизонтальных перемещений блоков. Другими словами, чем выше размах горизонтальных движений, тем меньшими оказываются суммарный объем и средне-

взвешенная мощность чехла в группах бассейнов. Правомерность этого вывода подтверждается близкой суммарной площадью осадочных бассейнов каждой группы, которая изменяется от 1,87 до 4,7 млн. км² и только в позднепалеозойско-раннемезозойской группе бассейнов внутренних морей достигает экстремального значения 9 млн. км².

Осадочные бассейны окраинных морей внутриокеанических подвижных поясов по особенностям геологического строения труднее всего сопоставить с хорошо известными тектонотипами. Так, например, Тасманово море в центральной области, характеризующейся залеганием крайне маломощного чехла на океанической коре может, вероятно, рассматриваться как область, находящаяся на предгеосинклинальной стадии эволюции (неясна аналогия пространства хребтов Лорд-Хау — Норфолк с известными тектонотипами). В свою очередь, западный и восточный шельфы Тасманова моря представляют собой, по сути дела, межгорные впадины. Баффинов залив ближе всего к тому типу орогенных впадин, каким является Панонская впадина. Калифорнийский залив и море Скотта типичные современные геосинклинали. Красное море — сочетание орогенной впадины и области эпиплатформенного орогенеза и современного рифтового трога. Все разнообразие намечающихся тектонических типов свидетельствует, по-видимому, о том, что на ранних стадиях интенсивного проявления горизонтальных движений появляются участки литосферы, характеризующиеся большей гетерогенностью, чем та, которая имеет место на континентах. Сравнительный анализ глубинного строения и элементов эволюции окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанских подвижных поясов дает основание для следующих выводов.

1. Окраинные и внутренние моря в целом (шельф+глубоководная котловина) — это молодые новообразования, приуроченные к участкам литосферы Земли со сложной историей геологического развития, длительность которой в принципе находится в соответствии с принадлежностью морей к той или иной группе. Совершенно правы те исследователи (В. В. Белоусов, М. В. Муратов, В. Е. Хайн, А. Л. Яншин и др.), которые полагают, что представления о реликтовом характере рассматриваемых морей не подтверждаются фактическим материалом и должны быть оставлены.

2. Для целей выделения каждого из четырех основных текtonотипов (современных геосинклиналей, орогенных впадин, перикратонных и периокеанических прогибов) в пределах окраинных и внутренних морей может быть намечен комплекс признаков геодинамической обстановки и глубинного строения.

Современные геосинклинали характеризуются напряженной геодинамической обстановкой, сокращенной мощностью литосферы, разуплотнением вещества мантии, океаническим типом

коры, подводным вулканизмом. Вполне очевидно, что по указанным признакам к ним относятся внутренние моря современной активной окраины в целом, а также некоторые глубоководные котловины в переходных областях от древних активных окраин или стабильных плит к современной активной окраине, отдельные окраинные моря (Тасманово, Скотта, Калифорнийский залив) в областях внедрения ответвлений внутриоceanических подвижных поясов.

Отдельные случаи (моря Фиджи, Филиппинское, Венесуэльская котловина, запад Тасманоморской котловины) могут, по-видимому, рассматриваться как смена вкрест простирания котловины геосинклинальной обстановки (мощный чехол вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований флишоидного типа) предгеосинклинальной, характеризующейся распространением маломощного покрова неуплотненных осадков, залегающих на океанической коре.

Орогенные внутриструктурные впадины выделяются менее напряженной геодинамической обстановкой (отсутствие или слабая сейсмичность, повышенный тепловой поток), несколько увеличенной мощностью литосферы, элементами уплотнения вещества мантии, субокеаническим типом коры. Этим признакам удовлетворяют некоторые моря переходной области от древних к современной активной окраине (Берингово, Южно-Китайское, Яванское, Сулу, частично Андаманское и Тирренское?), все морские впадины внутренней области древних активных окраин, частично Японское море (в области Татарского пролива).

Перикратонные прогибы, или точнее области опусканий, отличаются по тектонической позиции, стабильной геодинамической обстановке в морской впадине и, напротив, весьма напряженной в пределах ее горного обрамления, утолщенной литосфере, уплотнению мантии, полному отсутствию подводного вулканизма, субокеаническому типу коры с повышенной мощностью осадочной толщи, специальному латеральному и вертикальному ряду формаций. Этим показателям соответствуют все окраинные моря переходной области от стабильных плит к древним активным окраинам, а также Коралловое море, занимающее несколько иную позицию.

Периокеаническим прогибам в наиболее близком к данному тектонотипу виде соответствует небольшое число окраинных морей, находящихся в области сочленения древних и современных океанических окраин различного типа — Тиморское и Арафурское, Баренцево, Северное и Карское. Эти прогибы характеризуются относительно стабильной геодинамической обстановкой не только в пределах окраинного моря, но и его обрамления, несколько утолщенной литосферой, чередованием участков уплотнения и разуплотнения в мантии, отсутствием современного подводного вулканизма, но широким его проявлением в мезозойскую и начале кайнозойской эры, субокеаническим ти-

пом коры и довольно высокой (более 10—12 км) мощностью осадочной толщи. По латеральному и вертикальному ряду формаций перикратонные прогибы весьма близки к перикратонным. Кроме того, по латерали (в обратную сторону) они замещаются порой платформенными синеклизыми и впадинами (например, Североморский перикратонический прогиб и Балтийская синеклиза в пределах Северо-Европейской области опусканий).

Все остальные морские впадины представляют собой либо внутриплатформенные синеклизы, либо переходные образования между орогенной впадиной и перикратоническим прогибом.

3. Чертты сходства и различия в строении осадочной толщи окраинных и внутренних морей определяются прежде всего характером соотношений между вертикальными и горизонтальными движениями в литосфере, их интенсивностью и временем проявления. В осадочных бассейнах пограничных областей между платформой и подвижным поясом раздвиговые деформации происходили скорее всего на начальных этапах эволюции в позднем протерозое, палеозое и лишь иногда в начале мезозоя. Затем примат получили движения вертикальные. В осадочных бассейнах внутренних областей подвижных поясов, напротив, время наиболее интенсивного проявления горизонтальных движений приходится на позднеальпийский этап (например, в Тасмановом и Карибском морях на поздний мел, в Филиппинском море и Южно-Фиджийской котловине на ранний кайнозой, в Альборанском море и море Скотта на поздний кайнозой). Но в истории этих бассейнов наряду с горизонтальными существенную роль играли и вертикальные движения.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

Все окраинные и внутренние моря вне зависимости от тектонической позиции приурочены к областям повышенной мобильности и проницаемости литосферы. Эти признаки наряду с несомненной рифтовой природой являются общими чертами сходства между ними. По остальным показателям глубинного строения и истории геологического развития в большей или меньшей степени проявляются черты различия. Они характеризуют как отдельные морские впадины, так и их группы, выделенные на основании сходства в тектонической позиции, стратиграфическом диапазоне осадочного чехла, возрасте новообразованной коры в глубоководных котловинах и консолидированной коры на шельфах.

Группы окраинных морей — ранне-среднепалеозойская, позднепалеозойско-раннемезозойская и позднемезозойско-раннекайнозойская — были сопоставлены соответственно с переходными образованиями между перикратонными и периокеаническими прогибами, перикратонными прогибами и современными геосинклинальными впадинами. Аналогичные группы внутренних морей — позднепалеозойско-раннемезозойская, позднемезозойско-раннекайнозойская и позднекайнозойская — с орогенными внутриструктуральными впадинами, переходными образованиями между орогенной и современной геосинклинальной впадиной, а также собственно современной геосинклинальной впадиной. Исключение составили редкие случаи приуроченности окраинных морей к впадинам на древних платформах.

При этом оказывается, что окраинные или внутренние моря, занимающие сходную позицию по отношению к подвижным поясам Земли, представляют собой существенно иные тектонические элементы. Это обстоятельство предоставляет возможность наметить эволюционные ряды окраинных и внутренних морей, а также некоторые закономерности тектонических процессов в занимаемых ими областях литосферы.

В соответствии с глобальными особенностями развития подвижных поясов выделяются два основных эволюционных ряда морей — пассивных и активных океанических окраин. Первый из них состоит из двух ветвей — внутриплатформенной, существенного значения не имеющей, а также основной — периокеанической. Несколько особое положение занимают море Скотта и Калифорнийский залив, возникшие за счет раздвига

не платформенных областей, как все остальные моря пассивных окраин, а горных сооружений. Второй эволюционный ряд включает три ветви — перикратонную, внутрискладчатую и внутриостроводужную (табл. 10).

Перикратонная ветвь охватывает окраинные и внутренние моря переходных областей от платформ к древним и современным, преимущественно активным окраинам. Одновременно большинство морей этой ветви обладает набором признаков, характерных для морских впадин периокеанического ряда. Эти черты сходства вызваны прежде всего особенностями эволюции внутриконтинентального Средиземноморского подвижного пояса, а также отдельных районов Тихоокеанских подвижных поясов, заключающимися в возникновении в процессе геологической истории на месте пассивных окраин ископаемых островных дуг. Наиболее характерные примеры морей, связанных с районами смены типа древних океанических окраин — Адриатическое, Черное, Персидский и Мексиканский заливы.

Периокеаническая ветвь состоит из морских впадин, находящихся в областях сочленения древних и современных океанических окраин различного типа, а также морей в областях внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов либо в пределы древних платформ, либо в разновозрастные горные сооружения; внутрискладчатая — из морей переходных областей от древних к современным активным окраинам и внутренней области древних активных окраин, внутриостроводужная — из морей внутренней области современной активной окраины. Таким образом, между намеченными эволюционными рядами морей, их тектонической позицией, а также принадлежностью к определенной группе наблюдается удовлетворительная корреляция (см. табл. 1, 10).

Внутриплатформенную ветвь представляют Желтое и Белое моря, а также Гудзонов залив. Желтое море приурочено к рифтовой зоне в области мезозойско-кайнозойского эпиплатформенного орогенеза. Эта зона характеризуется двумя особенностями — напряженной современной геодинамической обстановкой и преобладанием в разрезе мезозойско-кайнозойского комплекса эпиплатформенных орогенных формаций континентального генезиса. Соответственно Желтое море представляет раннюю платформенную стадию этой ветви. На завершающей стадии находятся Белое море и Гудзонов залив. Первое из них возникло над древним аналогом современных рифтов, второй — в области внутриплатформенной впадины, отождествляемой иногда с астроблемами [297]. Осадочные бассейны этих двух морских впадин отличают краткий временной интервал седиментации и преимущественная денудация от позднего протерозоя — среднего палеозоя до начала кайнозойской эры.

Периокеанская ветвь наиболее полная и сложная среди всех других. По сути дела, она состоит из трех разно-

Таблица 10

12 Зак. 908

Эволюционные ряды окраинных и внутренних морей

Ряды		Пассивных окраин		Активных окраин		
Ветви		Внутри-платформенная	Периокеаническая	Перикратонная	Внутристекладчатая	Внутриостроводужная
Платформенная	поздняя	Белое Гудзонов залив	Тиморское и Арафурское Северное с Балтийским Карское	Адриатическое Персидский залив		
	ранняя	Желтое	Восточное Средиземноморье	Мексиканский залив		
Ороген-ная	поздняя		Восточно-Сибирское Чукотским	Каспийское Черное с Азовским	Берингово Южно-Китайское Яванским	
	ранняя		Росса и Уэдделла Канадская котловина морем Бофорта	Коралловое	Алжиро-Прованская котловина	
Геосинклиналь-ная (рифтовая)	поздняя		Баффинов залив Тасманово	Японское Восточно-Китайское	Венесуэльская и Колумбийская котловины Охотское Котловины Гренада и Юкатанская Анданманское	Сулавеси Сулу
	ранняя		Красное Скотта Калифорнийский залив		Тирренское Эгейское	Филиппинское Фиджи Новогвинейское, Соломоново и Молуккское Банда и Флорес Командорская котловина Котловина Лау
Pред-рифтовая			Лаптевых			

видностей, обусловленных тектонической позицией ответвлений современных внутриокеанических подвижных поясов или окончаний древних аналогов этих поясов.

Первая разновидность представлена лишь Калифорнийским заливом и морем Скотта (Южно-Антильская котловина), относящимся по возрасту к наиболее молодой генерации окраинных и внутренних морей. Признано, что эти обе морские впадины возникли в результате внедрений ответвлений Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса в пределы мезозойско-кайнозойских горных сооружений на западе Антарктиды, Южной и Северной Америки. Кора в котловинах океанического типа с отчетливыми полосовыми аномалиями магнитного поля. Геодинамическая обстановка наиболее напряженная вдоль оси спрединга, а осадочный чехол маломощный. Все это обнаруживает принадлежность Калифорнийского залива и моря Скотта к ранне-геосинклинальной стадии эволюции.

Вторую разновидность представляют моря Лаптевых, Красное, Тасманово и Баффинов залив. В море Лаптевых формирование рифта только начинается [34]. Красное море — это типичный современный рифт с глубоководной котловиной в осевом троге. В Тасмановом море рифтогенетический процесс прекратился в позднемеловое время. Баффинов залив прошел два цикла рифтогенеза — в раннемезозойское и раннекайнозойское время. Геодинамическая обстановка более напряженная в морях Лаптевых и Красном, но, напротив, относительно спокойная в Тасмановом море и Баффиновом заливе, что свидетельствует о затухании рифтогенного процесса в последних. Принадлежность Красного моря и Баффинова залива к разным стадиям эволюции отмечал и Е. Е. Милановский [79].

Данная разновидность обладает признаками сходства и различия в общей направленности эволюционного процесса. Сходство заключается главным образом в тектонической обстановке дорифтовой стадии, представленной сводовым поднятием платформы, подвергающимся деструкции (моря Лаптевых, Красное, Баффинов залив?). Однако в Тасмановом море полоса начального растяжения тяготела, по-видимому, к зоне сочленения древнего, байкальского (?) массива с каледонско-герцинским подвижным поясом на востоке Австралии.

Для случая Тасманова моря и Баффинова залива очевидно также проявление двух или трех циклов рифтогенеза, причем более поздние рифты оказываются поперечными, наложенными по отношению к ранним. Красное море, как это, впрочем, отмечалось неоднократно в работах других авторов, — пример тройного сочленения рифтов.

Тасманово море с его обширной глубоководной котловиной характеризуется замещением по латерали периокеанических прогибов геосинклинальным. Баффинов залив, где горизонтальные движения блоков еще не компенсированы седиментацией,

скорее находятся на поздней стадии эволюции. Подобная типизация подтверждается и формационным составом осадочного чехла. Принадлежность морских владиц данной разновидности к разным стадиям эволюции отражена также в стратиграфическом диапазоне и суммарной мощности осадочной толщи. Наиболее сокращенным (если не иметь в виду «нубийской серии») является этот диапазон в Красном море, где соответствует неоген-антропогену; в Тасмановом море увеличивается до позднего мезозоя — кайнозоя; в Баффиновом заливе охватывает по существу фанорозой в целом, а также поздний протерозой. Суммарная мощность чехла нарастает от 4—6 км на окраинах Красного и Тасманова морей до 14—18 км в Баффиновом заливе. Однако в одноименных глубоководных котловинах эти значения несколько иные — от 1—3 км в Красном и Тасмановом морях до 4—8 км в Баффиновом заливе.

Третью разновидность начинают Канадская котловина с морем Бофорта, моря Росса, Уэдделла, Восточно-Сибирское с Чукотским. Низкая степень изученности этой подгруппы вызывает необходимость с осторожностью рассматривать особенности их эволюции. Более очевидны здесь три обстоятельства: взаимосвязь с рифтогенными прогибами прошлого, неизвестными пока в Восточно-Сибирском и Чукотском морях; пересечение порой разновозрастных рифтов между собой; участие в составе обрамления современной пассивной океанической окраины; присутствие в разрезе орогенной формации мезозойского возраста. Нисходящие движения компенсированы седиментацией только в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, если не иметь в виду области продолжений соответствующих осадочных бассейнов в котловинах Толля и Макарова. Все остальные моря данной подгруппы осложнены глубоководными котловинами с наименее мощным чехлом в море Уэдделла и наиболее мощным в Канадской котловине. Таким образом, вкрест простирания этих морей наблюдается переход позднегеосинклинальных образований в ранне- и позднеорогенные. К последней категории тектонических элементов относятся лишь Восточно-Сибирское и Чукотское моря (см. табл. 10).

Эту ветвь завершают Восточное Средиземноморье, Карское, Северное с Балтийским, Баренцево, Тиморское и Арафурское моря, находящиеся в пределах разновозрастных, но все-таки платформенных областей.

Восточное Средиземноморье в палеотектоническом аспекте представляло собой шельфовую область не только Тетиса, но и палео-Тетиса. Именно в этом обстоятельстве его отличие от Персидского залива, отделенного в мезозое островной дугой Загроса от океанического пространства. Тем не менее Восточное Средиземноморье и Персидский залив, сформировавшиеся в северной краевой области Африкано-Аравийской платформы, характеризуются почти идентичным набором платформенных

формаций осадочного чехла, обнаруживая существенное сходство морей периокеанической и перикратонной ветвей, находящихся на платформенной стадии эволюции. Однако в отличие от Персидского залива Восточное Средиземноморье осложнено глубоководными котловинами, тяготеющими к системам продольных и поперечных рифтов. В этом плане оно оказывается более близким по строению к другому члену перикратонной ветви — Мексиканскому заливу. При этом сходство эволюционной стадии Мексиканского залива и Восточного Средиземноморья, которая может быть выделена как раннеплатформенная или предплатформенная, подтверждается и современной геодинамической обстановкой.

Карское море возникло в пределах региона, который в геологической литературе, вслед за В. В. Белоусовым, признан «неудавшимся океаном». Деструкция коры была вызвана здесь в значительной степени формированием в позднепалеозойско-раннемезозойское время Колтогорско-Уренгойской рифтовой системы. Северное продолжение этой системы, по-видимому, срезано пассивной океанической окраиной Северного Ледовитого океана. Последнее обнаруживает сходство с тектонической обстановкой в морях Росса и Уэдделла.

Подгруппа Северного с Балтийским, Баренцева, Тиморского и Арафурского морей находится в пределах удаленных друг от друга обширных областей, испытывавших на протяжении всего фанерозоя преимущественно нисходящие движения. В конечном итоге это привело к накоплению значительной, до 10—15 км, мощности осадочного чехла, которая, как и в Баффиновом заливе является наибольшей в окраинных морях периокеанической ветви. Одновременно в Северном и Арафурском морях намечаются некоторое сокращение мощности литосферы и наличие ареалов, хотя и невысокого, но все же повышенного теплового потока.

На примере Северного моря, а точнее Северо-Европейской области прогибания в целом, учитывая также новые сведения о геологии Арафурского и Тиморского морей, оказывается возможным проследить общую направленность эволюции периокеанической ветви от ранней до поздней стадии.

Деструкция коры, консолидированной на западе Европы в карельскую тектономагматическую эпоху, началась в позднем протерозое с возникновения Датско-Польского рифтогенного трога. К северо-западу от этого трога деструкция обусловила формирование на океанической коре позднепротерозойско-раннепалеозойских геосинклиналей Шотландии и Скандинавии. Таким образом, в раннем палеозое на всей площади Среднеевропейской плиты сохранившиеся при деструкции древние блоки были разобщены геосинклиналями и рифтогенными трогами. В свою очередь, на юге плиты существовала система прогибов, которая являлась западным окончанием палео-Тетиса, похожим,

вероятно, по строению на его восточное окончание в области Индосинийско-Филиппинского региона. Это означает, что дробление карельского фундамента на юге Североморского региона могло быть вызвано внедрением древнего аналога внутриокеанического подвижного пояса. Элементы сдвиговой компоненты, намечающиеся в рисунке среднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы Северного моря, весьма напоминают смещения по трансформным разломам и косвенным образом свидетельствуют в пользу высказанного предположения.

Седиментация в мелководно-морских условиях на обрамлении трогов происходит с кембрия, особенно интенсивно на востоке в пределах Балтийской синеклизы. Напротив, на западе несколько приподнятое положение разобщенных древних блоков фундамента сохраняется, по-видимому, до девонской эпохи, когда начинается новый этап деструкции коры. Последняя была взаимосвязана с более общими процессами в верхней мантии, вызвавшими распад Лаврогондии. Для данного анализа важно, что новая система рифтов оказывается порой секущей по отношению к более древней, а иногда наследует, вероятно, существовавшие ранее ослабленные зоны. Наиболее интенсивное развитие молодой (среднепалеозойско-раннемезозойской) рифтовой системы приходится скорее всего на позднюю пермь — триас. В дальнейшем эта система претерпела еще одно обновление, вызванное формированием внутриконтинентальной Западно-Европейской рифтовой системы. На этапе ее первичного возникновения, в цехштейне, вследствие интенсивных преобразований в земной коре на рубеже отэнского и саксонского времени, отраженных вспышкой основного вулканизма, возникает относительно глубоководная обстановка, характеризующаяся накоплением эвaporитов. Именно в конце пермского периода и образуется наложенная Североморская синеклиза, тогда как Балтийская синеклиза значительно отстает в общем темпе погружения. Первая из этих двух синеклиз в мезозойскую эру представляла собой скорее периокеанический прогиб, ориентированный дискордантно к образующейся пассивной окраине Северной Атлантики. Характерными атрибутами тектонической обстановки подобного типа являлись: разнонаправленные вертикальные и горизонтальные движения, вызвавшие инверсию в одних системах рифтов и, наоборот, возникновение новых; пароксизм основного вулканизма, мигрировавшего по площади; преимущественное осадконакопление в мелководно-морских условиях, прерываемых регрессиями лишь на весьма короткие отрезки времени. Подобная обстановка мезозойской эры фиксируется в районе каждого из рассматриваемой группы морей, за исключением Балтийского. Начало кайнозойской эры обычно знаменуется существенной перестройкой структурного плана, сопровождающей еще одной вспышкой вулканизма. В дальнейшем скорость нисходящих движений оказывается равной ско-

росты седиментации, и в плейстоцене (а иногда голоцене) оформляются очертания современных шельфовых морей.

Материалы по Северо-Европейской области прогибания в сопоставлении с данными по остальным морям периокеанической ветви предоставили возможность выявить несколько особенностей глубинного строения и направленности эволюции. К ним относятся: ундуляция мощности литосферы, заключающаяся в ее сокращении от догосинклинальной стадии к геосинклинальной, а затем последовательное увеличение вверх по эволюционному ряду; генетическая взаимосвязь мощности литосферы с деструкцией краевых (Северное, Арафурское, Тиморское) или сводовых (Красное, Баффинов залив) поднятий древних платформ; значительная роль в деструкции коры внедрений ответвлений (или окончаний) современных и древних внутриокеанических подвижных поясов; возникновение в процессе деструкции разновозрастных, порой поперечных систем рифтов; миграция рифтов по площади; насыщение коры большим объемом основной магмы; относительно невысокий масштаб нисходящих движений за каждую тектоническую эру, что в конечном итоге приводит к компенсации прогибания осадкоакоплением.

Столь сложный эволюционный процесс, контролируемый направленностью развития различных подвижных поясов обрамления этих морей, получил отражение в специфическом распределении в разрезах осадочных бассейнов орогенных формаций, вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Первые присутствуют на разных уровнях, как древних (древний красный песчаник и позднекаменноугольная — раннепермская моласса в Северо-Европейском мегабассейне и другие случаи), так и заключительных (Новогвинейский краевой и некоторые другие межгорные прогибы), фиксируя завершение каждого тектонического цикла. Вторые, если судить на примерах Северо-Европейского и Северо-Австралийского мегабассейнов, могут участвовать в составе каждого структурного этажа. В Северо-Европейском мегабассейне они представлены: платобазальтовой формацией (каледонский этаж); оливин-базальт-трахитовой, преимущественно наземной формацией (герцинский этаж); оливин-базальтовой формацией и ее туфами (киммерийский этаж); субформацией основных туфов (альпийский этаж).

Перикратонная ветвь в отличие от периокеанической характеризуется резкими различиями между группами морских впадин, находящимися на отдельных стадиях эволюции.

Геосинклинальную стадию отличают четыре основные особенности: напряженная геодинамическая обстановка, в глубоководных котловинах; сокращение мощности литосферы как в котловинах, так и в областях горного (точнее, островодужного) обрамления; низкие мощности чехла в котловинах и, напротив, весьма высокие на шельфе; замещение платформенных или оро-

генных формаций геосинклинальными в направлении от шельфа к котловинам. Последняя из указанных особенностей дает основание рассматривать впадины Японского и Восточно-Китайского морей как соответствующие поздней геосинклинальной подстадии общего эволюционного ряда.

Применительно к группе морей орогенной стадии (см. табл. 10) тот же комплекс особенностей существенно иной: геодинамическая обстановка повсеместно оказывается весьма напряженной в областях горного обрамления морей и, напротив, довольно дифференцированной в глубоководных котловинах. Дифференциация геодинамической обстановки выражается в том, что она оказывается все более спокойной в направлении от морских впадин, находящихся на раннеогренной подстадии (Коралловое море), к впадинам, представляющим позднеогренную подстадию (Черное, Азовское, Каспийское моря). О все более полной стабилизации вещества верхней мантии вверх по эволюционному ряду свидетельствуют также изостатические аномалии; в соответствии с геодинамической обстановкой мощность литосфера в котловинах значительно увеличена по сравнению с морями геосинклинальной стадии, а в областях горного обрамления сокращена: мощность чехла в котловине оказывается больше или равной той же мощности на шельфе; разрез слагают преимущественно орогенные и платформенные формации континентального и мелководно-морского генезиса при подчиненной роли осадков, накопившихся в глубоководной обстановке. Специфическая черта развития морей данной группы — это исключительно быстрое формирование современных глубоководных котловин, приходящееся главным образом на неогеновое время.

Группы морей платформенной стадии отличает прежде всего компенсация нисходящих движений осадконакоплением почти на всей или даже всей их площади. Геодинамическая обстановка близка к отмеченной для морей орогенной стадии, а мощность литосфера еще более увеличена. Тем не менее эта мощность все же значительно меньше ее вероятных значений в сопредельных областях древних платформ. Формационный состав чехла типичен для перикратонных областей опусканий. Он характеризуется замещением платформенных формаций мио-геосинклинальными в направлении к подвижному поясу, а также участием в разрезе орогенных формаций краевых прогибов. Сходство морей перикратонной и периокеанической ветвей, находящихся на платформенной стадии эволюции, было показано выше. Здесь же следует отметить, что, по Дж. М. Кью, строение северной шельфовой области Мексиканского залива (Галф-Кост) классический пример паралиагеосинклиналии.

Общая направленность эволюции собственно перикратонной ветви по совокупности данных представляется в следующем виде. На ранней, геосинклинальной стадии краевые поднятия

древних платформ (Японское море, Черное море?, Персидский залив, Адриатическое море) или сводовые поднятия эпабайкальско-каледонских массивов (Восточно-Китайское море, Мексиканский залив, Южный Каспий?) подверглись деструкции системами рифтов, тяготеющих к региональным нарушениям более древнего заложения. Рифтогенез по времени следовал иногда почти непосредственно за периодом консолидации фундамента, а порой с запозданием на полторы — две тектонические эры. Однако генетически он всегда был взаимосвязан с процессами растяжения в сопредельных подвижных поясах.

Нисходящие движения вслед за рифтогенезом начались в центральных районах орогенной группы морей в конце мезозоя (Коралловое море?) или середине кайнозоя (Черное море). Однако в краевых областях осадконакопление в отдельных случаях имело место с раннего палеозоя. Формирование осадочной толщи, как и в морях периокеанической ветви, характеризуется чередованием континентальных, прибрежно-лагунных и глубоководных условий седиментации. Возникновение последних является зачастую следствием нового цикла рифтогенеза, создающего грабены, ориентированные поперечно к более древним рифтам. Это образует структурную схему «шахматной доски» и маскирует первичную тектоническую обстановку. Рифтогенез компенсируется седиментацией только к позднему мезозою или началу кайнозоя. Затем после еще одного цикла перестройки структурного плана осадконакопление происходит в глубоководных условиях до середины или конца миоцена, когда порой (Мексиканский залив) вновь на короткий отрезок времени наступала компенсация и лишь потом возобновилась глубоководная обстановка. Подобная цикличность с изменениями в палеогеографии проявилась и в Черном море, где в конце голоценя были условия замкнутого пресноводного водоема, вызванные колебаниями уровня Мирового океана.

Эволюционный процесс предопределил следующие основные особенности глубинного строения морей перикратонной ветви: возрастание мощности литосферы от котловин геосинклинальной стадии к орогенной и платформенной, значительное увеличение мощности осадочного чехла вверх по эволюционному ряду морей, участие в строении морей разновозрастных поперечных рифтовых систем, повышенную мощность в котловинах орогенной и платформенной стадий поздненеоген-антропогенного комплекса, скрывающего структурный план более древних горизонтов.

Для осадочных бассейнов морей перикратонной ветви, находящихся на орогенной и платформенной стадиях эволюции, характерно существенное сходство в мощности и формационном составе осадочного выполнения с аналогичными бассейнами платформенной стадии периокеанической ветви. Подобное сходство между чехлом перикратонных и периокеанических

(паралиагеосинклинальных) прогибов было, впрочем, подмечено довольно давно (В. Е. Хайн). Разрез слагают преимущественно платформенные и орогенные формации континентального, прибрежно-морского и мелководно-морского происхождения. Формации глубоководного генезиса, хотя и присутствуют на различных стратиграфических уровнях, пользуются относительно ограниченным распространением. По латерали вертикальный ряд формаций испытывает значительные изменения. Это сказывается в том, что в направлении от платформенных склонов или центральных районов осадочных бассейнов по мере приближения к подвижным поясам вертикальный набор формаций и диапазон суммарных мощностей осадочной толщи становятся близкими к свойственным миогеосинклинальным прогибам. Орогенные формации отражают завершение каждого тектонического цикла, но наиболее характерны для заключительного этапа геологической истории. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации (андезито-базальтовая, риолитовая «зеленых туфов», туфовая субформация и др.) наиболее показательны для осадочных бассейнов позднегеосинклинальной стадии, однако известны в разрезах и всех других (оливин-базальт-трахитовая, оливин-базальтовая, туфовая субформации).

Внутристенная ветвь внутренних морей состоит всего из двух стадий — геосинклинальной и орогенной.

Группа морей, представляющих первую из этих стадий (см. табл. 10), во многом подобна аналогичной группе морей периконтинентальной и перикратонной ветвей. Геодинамическая обстановка оказывается весьма напряженной не только в котловинах, но порой и на шельфе (Эгейское, Тирренское, Охотское моря). Мощность литосферы в котловинах сокращена, но все же ее наиболее вероятные значения больше, чем в островных дугах обрамления. Исключением является Тирренское море, где эта мощность оказывается минимальной именно в центре котловины, там, где выявлены погруженные блоки герцинского срединного массива. Наличие подобных блоков, равно как и продолжений структурных элементов шельфа в пределы некоторых котловин, является отличительной чертой морей данного эволюционного ряда. Еще одна черта такого же плана заключается в значительной мощности осадочного чехла в тех котловинах, которые находятся на позднегеосинклинальной подстадии.

Группа морей орогенной стадии отличается от морей геосинклинальной стадии по трем основным признакам — относительно менее напряженной геодинамической обстановке, сохранившей лишь ареалы повышенного теплового потока; увеличенной мощности литосферы; весьма большой (до 10—15 км) мощности осадочного чехла.

Направленность эволюции, хотя и напоминает последовательность событий в морях перикратонной ветви, обладает рядом особенностей. Первая заключается в том, что деструкции

подвергаются отнюдь не краевые поднятия платформ, а срединные массивы геологического прошлого. Вторая определяется участием в деструкции не только рифтогенных грабенов, но и наложенных вулканогенных поясов (Охотское, Берингово моря). Третья, отмеченная и выше, определяется сменой от одной тектонической эры к другой ориентировки рифтов. На более ранних этапах (Алжиро-Прованская, Венесуэльская, Колумбийская котловины, Берингоморский шельф, Южно-Китайское море) рифты были, вероятно, взаимосвязаны с древними внутриокеаническими подвижными поясами, а затем иногда осложнены поперечными межконтинентальными рифтовыми поясами (Алжиро-Прованская котловина). Это обстоятельство весьма напоминает выводы об особенностях деструкции в морях перикоэанической ветви. Формирование более молодого, генетически иного подвижного пояса (окраинно-континентального или внутриконтинентального) вызывает образование новой системы рифтов. Ориентировка их обычно оказывается поперечной по отношению к рифтам раннего этапа эволюции, а деструкции подвергаются как сохранившиеся остаточные блоки былого срединного массива, так и новообразованная, но еще не закончившая свое становление континентальная кора. Наглядным примером такой переориентации систем рифтов являются Южно-Китайское море, а также Венесуэльская и Колумбийская котловины. В последнем случае влияние на направленность рифтогенеза оказали достаточно далекие связи с Галапагосским рифтом в Тихом океане. В результате создается сложнейшая мозаика блоков с различными типом и возрастом коры, подобная Индосинийско-Филиппинскому региону, где молодые системы рифтов преобразовывали и затушевывали древний структурный план, затрудняя или даже делая невозможной его расшифровку.

Особо следует остановиться на дискуссионном вопросе о природе Алеутской котловины. На основании особенностей магнитного поля в ее пределах предполагается распространение раннемезозойской океанической коры, отделенной от основного ложа Тихого океана наложенной одноименной островной дугой [173]. Домезозойская эволюция коры в этой котловине воссозданию пока не поддается и ее рассматривают в качестве особого — «реликтового» (по Ю. М. Пущаровскому) или «отгороженного» (по В. Е. Хайну) тектонического типа котловин внутренних морей. Довольно спокойная геодинамическая обстановка и значительная мощность чехла, нивелирующая на шельфе до-позднемезозойский горный рельеф, с некоторой долей условности дают основание полагать, что в Беринговом море к востоку от хребта Ширшова располагается крупный блок литосферы, находящийся на ранне- или предплатформенной стадии эволюции.

В итоге дальнейшего эволюционного процесса отдельные

блоки с континентальной корой, подобные известным в Эгейском и Тирренском морях, могут сохраняться и в пределах глубоководных котловин. Именно один из таких блоков, возможно, выявлен сейсмическими работами в Черноморской котловине.

Рифтогенез и сопутствующий ему вулканизм накладывают отпечаток на историю развития осадочных бассейнов. Это вызвано тем, что в процессе рифтогенеза приподнятое положение центральных районов срединных массивов сохраняется длительное время: в бассейнах морей геосинклинальной стадии до различных отрезков позднепалеогенового и неогенового времени, а орогенной стадии — позднепалеозойского и мезозойского. В краевых зонах этих бассейнов, расположенных ныне в области шельфа и континентального обрамления, осадконакопление начинается несколько ранее, в среднем палеозое (Берингово море) или в среднем мезозое. Седиментация на этапе преобладания исходящих движений происходит преимущественно в мелководно-морских условиях, которые сменяются глубоководными в позднемеловое — раннепалеогеновое время в бассейнах геосинклинальной стадии. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования присутствуют в разрезе каждого бассейна и представлены карбонатно-кремнистой субформацией известняковой геосинклинальной формации, андезито-базальтовой, липарито-дацитовой и туфобрекчевой субформациями наземно-вулканогенной формации.

Внутриостроводужная ветвь, вполне естественно, определяет начальную стадию эволюции внутренних морей и состоит только из двух геосинклинальных подстадий — ранней и поздней. Реликты срединных массивов в котловинах, а также типичный шельф с континентальной корой отсутствуют. Шельф заменяет узкая подводная окраина островных и горных дуг. Геодинамическая обстановка повсеместно весьма напряженная, мощность литосферы сокращена, особенно в островных дугах, а мантия разуплотнена. Характерной чертой является наличие поперечных по отношению к островным дугам ареалов напряженной геодинамической обстановки.

Подобно Алеутской котловине, наиболее дискуссионна природа Филиппинской котловины, которая характеризуется океанической корой более молодого возраста, но по отношению к западной части Тихого океана. Соответственно кора котловины могла возникнуть в результате переработки в ее пределах более древней, также, вероятно, океанической коры. Тем не менее очевидно, что с миоценом развитие этого моря идет по стилю «отгороженных» бассейнов. Остальные котловины данной ветви образовались скорее всего в результате раздвиговых деформаций вдоль оси орогенного сооружения или вулканогенного хребта [40, 132].

Возраст новообразованной коры в котловинах геосинклинальных морей определяет основные черты различия между ними. По этому признаку и составлена данная эволюционная ветвь, где наиболее молоды котловина Лау, которая возникла в позднем плиоцене, моря Фиджи (северная котловина), Флорес, Банда и Молуккское в позднем миоцене — раннем плиоцене, а моря Соломоново, Новогвинейское, Сулу и Сулавеси — в раннем миоцене. Наиболее древняя подгруппа — моря Фиджи (южная котловина) и Филиппинское — образовалась в позднем палеогене. Вверх по эволюционному ряду нарастают мощность вулканогенно-осадочного чехла в котловинах от 0,5—1 или 2 до 4—5 км. Последние, самые высокие значения характеризуют моря Сулавеси и Сулу, находящиеся на позднегеосинклинальной стадии эволюции, а исключение представляет Филиппинское море, где мощность чехла от 0,5 до 1 км. Разрез осадочных бассейнов слагают геосинклинальные и орогенные формации, накопившиеся в прибрежно-морских и глубоководных условиях. К центральным районам котловин орогенные формации обычно замещаются одновозрастными геосинклинальными формациями, которые слагают неуплотненные осадки. Значительная часть разреза представлена вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями: толеитовых базальтов (аналог второго слоя в котловинах); наземно-вулканогенной с субформациями андезито-базальтовой, липарито-дацитовой и туфобрекчевой.

В целом сравнительный анализ эволюционных рядов и их ветвей обнаруживает, что подавляющее большинство окраинных и внутренних морей связано с блоками литосферы, подвергшимися деструкции процессами мантийного диапиризма и рифтогенеза. Лишь отдельные морские впадины относятся к «реликтовому» или «отгороженному» типу, а употребление этих двух терминов всегда должно сопровождаться определением — от какого именно геологического периода развитие идет по консервативной линии.

Достаточно четко в общей эволюционной последовательности окраинных и внутренних морей определяется положение тех из них, которые находятся либо на геосинклинальной, либо на поздней платформенной стадиях развития. Все остальные характеризуются переходом вкрест их простирания одних тектонических элементов в другие и соответственно по комплексу признаков представляют собой образования переходного типа.

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН

Сравнительный анализ эволюционных рядов окраинных и внутренних морей предоставляет возможность для попытки решения наиболее спорного вопроса о механизме образования глубоководных котловин. Однако этот дискуссионный вопрос должен быть поставлен несколько шире, поскольку неразрывно связан с более общей проблемой новообразования «безграничной» коры не только в котловинах, но и на шельфах многих окраинных морей, находящихся на платформенной стадии развития.

Ныне большинство исследователей склоняется в пользу представлений о новообразованном облике этой коры, и только в отдельных работах [180] она рассматривается как реликт коры палеоокеана. Из нескольких предложенных механизмов преобразования континентальной коры в океаническую (или субокеаническую) предпочтение отдается трем: оседания блоков континентальной коры в мантию, вследствие ее утяжеления при внедрении повышенных объемов основной магмы, сопровождающееся обрушением [10, 11]; уплотнения вещества мантии в процессе прогибания и увеличения давления под нагрузкой осадочных пород, вызывающего фазовые переходы в нижних горизонтах коры по схеме базальт — гранулит или базальт — гранатовый гранулит — эклогит [85, 119, 142]; растяжения континентальной коры в результате внедрения мантийных диапиров, вызывающих образование рифтов [60, 132, 159, 221].

На механизме мантийного диапиризма следует остановиться несколько подробнее. Впервые подобный диапир на основании обработки данных сейсмологии был выделен в литосфере Алжиро-Провансской котловины М. Берри и Л. Кноповым [159]. В дальнейшем идея мантийного диапиризма (в принципе напоминающая внедрение астенолитов в кору, по В. В. Белоусову) была использована для объяснения геодинамических процессов в литосфере морей активной океанической окраины Тихого океана. Образование коры этих морей, а также смещение островных дуг в сторону Тихого океана трактовали как результат внедрения астеносферы или «термального» диапира, вызванного восходящим потоком нагретого мантийного материала над погружающейся литосферой в зоне Заварицкого — Беньофа [221, 256]. При этом Д. Карагом [221] все глубоководные котловины морей на западе Тихого океана были подразделены на две категории — активные с повышенным тепловым потоком,

где внедрение происходит в современную эпоху, и пассивные с нормальным тепловым потоком, где процесс роста мантийного диапира прекратился. Для районов Западной Европы, характеризующихся наличием только двух зон Заварыцкого — Беньофа в Средиземном море, ареалы повышенного теплового потока выявлены на многих удаленных от этих зон участках континента. Возникновение мантийного диапиризма здесь связывали с наличием обширной, восходящей от ядра Земли, конвективной ячейки. При этом было подсчитано, что мантийные диапиры вызывают существенную неоднозначность в распределении температур на одном и том же глубинном уровне. Так, например, на срезе 20—30 км, приблизительно соответствующем подошве литосферы в зонах активного мантийного диапиризма (Тирренское море, Паннонская впадина и др.), температура достигает 1200° С, а в сопредельных тектонических элементах с утолщенной литосферой не превышает 300—400° С [218]. При значительных масштабах внедрения мантийного вещества в кору глубоководных котловин начинается процесс спрединга, отраженный ныне полосовыми аномалиями магнитного поля, известными в котловинах Сикоку, Южно-Фиджийской, Западно-Филиппинской [296].

В работах отечественных ученых были разработаны представления о зависимости эндогенных процессов в литосфере от изменения теплового режима в пространстве и времени [5, 11], о причинности возникновения не только «новообразованной» коры глубоководных котловин, но и всех рифтовых зон Земли от мантийного диапиризма [34, 60, 79, 132], о двух термомеханических состояниях системы литосфера — астеносфера: термо-динамически равновесного, но механически неустойчивого для областей повышенного теплового потока и механически устойчивого, но термодинамически неравновесного, при этом стремление к равновесному состоянию за счет притока тепла оказывается основным возбудителем эндогенных тектонических движений [45].

Глубоководные котловины окраинных и внутренних морей в силу резко дифференцированной современной геодинамической обстановки в их пределах и на обрамлении, а также изменчивой мощности литосферы повсеместно оказываются областями интенсивного мантийного диапиризма и крайне термомеханически неравновесного состояния системы литосфера — астеносфера. Тем не менее следует учитывать, что наряду с новообразованием коры котловин процессами мантийного диапиризма и рифтогенеза отдельные из них являются «отгороженными» или «реликтовыми», как это и допускалось ранее [106, 132, 136].

Новая модификация процесса образования глубоководных котловин, которая условно может быть названа механизмом миграции мантийных диапиров, основывается на выявленной направленности изменения геодинамической обста-

новки и глубинного строения от начальной геосинклинальной до завершающей платформенной (или, точнее, квазиплатформенной) стадии эволюции окраинных и внутренних морей (рис. 38). При разработке этого механизма учитывались такие параметры глубинного строения морских впадин и их обрамления, как хорошая сопоставимость выводов о распределении мощности литосферы в окраинных и внутренних морях с глобальным изменением ее мощности, по данным Г. Поллака, Д. Чапмана [262]; наличие в коре и верхней мантии обрамления многих морей нескольких астенолинз (волноводов), находящихся на разных глубинах в диапазоне от 15—25 до 300—400 км; существование двух типов собственно астеносферы и астенолинз — частично-го плавления и аморфизации вещества в области температур выше 1200° С и твердого, непластичного состояния в области температур ниже 1100—1200° С [121]; наличие трех основных видов геодинамической обстановки в регионах окраинных и внутренних морей — крайне напряженной с повышенным тепловым потоком и сейсмичностью, сокращенной мощностью литосферы; менее напряженной асейсмичной, но с повышенным тепловым потоком и сокращенной мощностью литосферы; спокойной, асейсмичной и с нормальным тепловым потоком, а также увеличенной мощностью литосферы в пределах окраинных и внутренних морей, но, напротив, крайне напряженной с сокращенной мощностью литосферы в областях их горного обрамления. Каждый из выделенных видов геодинамической обстановки соответствует определенной стадии эволюции окраинных и внутренних морей — геосинклинальной, орогенной и платформенной.

Выше было показано, что вне зависимости от принадлежности морей к эволюционному ряду пассивных или активных окраин начальная стадия развития всегда характеризуется разуплотнением вещества мантии, сокращенной мощностью литосферы, океаническим типом коры, весьма напряженной геодинамической обстановкой. Набор этих признаков не оставляет сомнений в том, что причиной рифтогенеза могло быть только внедрение в литосферу с континентальной или субконтинентальной корой мантийного диапира.

Различие в деструкции коры на ранних стадиях эволюции заключается в двух обстоятельствах. Первое определяется формой мантийного диапира — линейной, присущей в большей степени котловинам перикеанической и геосинклинальной ветвей, или округлой, более показательной для перикратонной и внутрискладчатой ветвей. В последних случаях при деструкции возникает «шахматный рисунок» коры с чередованием блоков океанического и континентального типов (Эгейское, Японское, Черное и другие моря), образно названной В. Е. Хаином «рассредоточенной базификацией». Вторая особенность вызвана текtonической природой места внедрения. В морях перикеани-

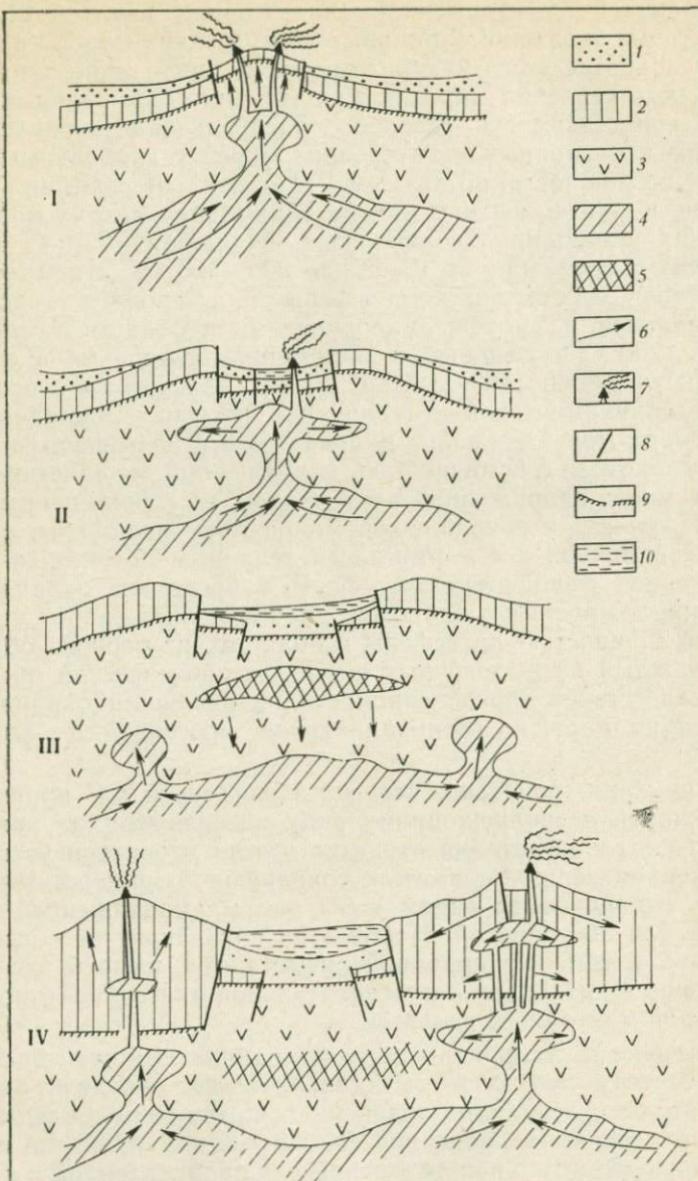


Рис. 38. Принципиальная схема образования глубоководных котловин.

Стадии эволюционного процесса: I — ранняя — рост мантийного диапира и возникновение сводового поднятия континентальной коры; II — начальная или растекания мантийного диапира и образования рифтовой зоны; III — основная — уплотнение вещества в астенолизе и оформление очертаний глубоководной котловины; IV — завершающая, или оттока вещества астеносфера и интенсивных нисходящих движений блоков в котловине и орогенеза на ее обрамлении.

ческой, перикратонной и внутристеклчатой ветвей это обычно платформенные поднятия различного типа — сводового (моря Красное, Лаптевых, Белое и др.), окраинного (Японское, Восточно-Китайское и др.) или древние срединные массивы (Коралловое, Южно-Китайское и др.). Для внутриостроводужной ветви нет иного выхода, как признать возможность растяжения поперек оси орогенного сооружения или вулканогенного хребта.

Промежуточная, орогенная, стадия по тем же признакам существенно отлична. Тип коры в котловинах, как правило, субокеанический, мощность литосферы заметно увеличена и, напротив, крайне сокращена в областях горного обрамления морей, в мантии намечается преобладание участков уплотнения. Геодинамическая обстановка весьма своеобразна, что выражается в смещении ареалов ее повышенной напряженности к областям горного обрамления. В котловинах, напротив, фиксируются лишь повышенные тепловые потоки в ныне асейсмичных районах. Подобные аномалии имеют место в Мексиканском заливе, Колумбийской и Венесуэльской котловинах, Коралловом море, Алжиро-Провансской котловине и некоторых других слу-чаях. Одно из объяснений подобной аномалии может заключаться в предположении о прекращении взаимосвязи мантийного диапира с находящейся глубже основной зоной астеносферы и соответственно прекращении поступления к подошве литосферы нагретого вещества мантии. Диапир превращается в остывающую линзу (температура менее 1100—1200° С), не связанную с астеносферой, в которой начинаются фазовые переходы и уплотнение вещества. Система литосфера — астеносфера переходит из механически неустойчивого (повышенная сейсмичность) в устойчивое (асейсмичность), но термодинамически неравновесное состояние. Ареалы же повышенного теплового потока отражают лишь «память» о процессах в верхней мантии на предыдущем этапе тектоно-магматической активности.

Накопление значительной мощности осадков вызывает увеличение нагрузки на основной слой астеносферы, находящейся на глубине 100—250 км в области температур выше 1200° С, где начинается отток частичного расплавленного и аморфизованного вещества в районы обрамления морей. Одновременно в рифтовых зонах, осложняющих верхние слои литосферы, происходят глыбовые обрушения блоков и оформляются первичные очертания глубоководной котловины.

Литосфера: 1 — вулканогенно-осадочный чехол, 2 — складчато-метаморфические комплексы континентальной коры, 3 — второй и третий слои океанической коры в котловинах и их генетические аналоги на обрамлении; астеносфера: 4 — астеносфера, 5 — астенолинза; 6 — преобладающие направления действия сил; 7 — вулканы и подводящие магматические каналы; 8 — разломы; 9 — раздел Мохоровичча; 10 — окраинное или внутреннее море

В глобальном плане переток (или отток) вещества астеносферы в районах окраинных и внутренних морей представляет собой скорее всего частное явление. Однако на фоне общепланетарных процессов перемещения этого вещества от зон спрединга к окраинам океанов он должен вызвать значительные горизонтальные напряжения в астеносфере, которые приведут к выжиманию новых мантийных диапиров, находящихся теперь на обрамлении морей. Вполне вероятно, что этот новый мантийный диапиризм предопределяет начало горообразования на обрамлении морей с механически неустойчивым, но термодинамически равновесным состоянием. Фронт теплового потока, опережая внедрение мантийного диапира, поднимается вверх и вызывает частичное плавление вещества мантии и коры на высоких (от 100 до 25—15 км) уровнях, а также, как следствие, орогенный вулканизм. Именно подобным образом и создается, наверное, «полиастеносферное» строение горных сооружений, выявленное во многих регионах мира.

Дальнейшая «судьба» горного сооружения в предложенном механизме миграции мантийных диапиров зависит только от масштаба внедрения вещества астеносферы. Растущий ороген либо будет разорван рифтовой зоной, подобно Северо-Американским Кордильерам, либо сохранится как единое целое, аналогично Большому Кавказу. В первом варианте на месте оси орогена возникает внутреннее море. Если приток мантийного вещества будет продолжаться достаточно долго (около 20—40 млн. лет), то в новом морском бассейне образуется внутренняя зона спрединга, а по его окраинам — частные зоны субдукции, направленные в сторону океана данной эпохи. Все это имеет место во внутренних морях Западно-Тихоокеанского подвижного пояса. Далее последовательность геодинамических событий может повториться с той поправкой, что на месте окраинного моря, где сохранились обломки срединного массива, сформируется сложное, складчато-геосинклинальное горное сооружение с вкрапленными в него древними ядрами. Чехол массива будет затем удален денудацией и на поверхности Земли обнажается обычная для внутриконтинентальных или окраинно-континентальных подвижных поясов геологическая картина.

Идея сопряженности процессов «образование котловин — орогенез» была высказана М. В. Муратовым [84] на примере Черного моря более двадцати лет тому назад. Однако в те далекие годы еще ничего не было известно о глубинах залегания астеносферы и распределении контролируемого ею теплового потока. Соответственно отток вещества предполагался на более высоком уровне — в земной коре. В иной форме эта идея была поддержана Е. Е. Милановским [77], который полагал, что образование горных сооружений Кавказского региона вызвано внедрением мантийного вещества, вследствие его оттока из района Черноморской котловины.

Результаты сравнительного анализа эволюции окраинных и внутренних морей подтверждают идеи М. В. Муратова и Е. Е. Милановского, но существенным образом изменяют позицию и глубинные уровни процессов уплотнения и оттока вещества мантии. Первые имеют место в изолированной линзе бывшего разогретого вещества, находящейся затем в остывающей до менее 1100—1200° С области, вблизи подошвы литосферы. Вторые происходят в удаленном от поверхности Земли на глубину 100—250 км глобальном слое астеносферы, разогретом до температур выше 1200° С.

В механизме образования глубоководных котловин окраинных и внутренних морей уплотнение и отток оказываются не ведущей причиной, как это понимают А. Л. Яншин, Е. В. Артюшков и А. Е. Шлезингер [142], а лишь частной стадией общей эволюции, проявившейся пока в ограниченном числе глубоководных котловин.

Особо следует остановить внимание на «отгороженном» типе глубоководных котловин. Их возникновение также связано с мантийным диапризмом, но иного рода: на начальной стадии — с диапризмом в рифтовых зонах внутриоceanических подвижных поясов, обусловливающим разрастание океанической коры от осей спрединга к зонам субдукции, а на заключительной стадии — с диапризмом, вызванным образованием наложенных на океаническую кору новых зон субдукции и сопряженными с этими зонами островных дуг.

Заключительная, платформенная, стадия эволюции имела место только в некоторых современных (и, конечно, древних) окраинных морях периоceanической и перикратонной ветвей. Она характеризуется сходством глубинного строения морей обеих ветвей, но, напротив, существенным различием в геодинамической обстановке. В первой из указанных ветвей эта обстановка довольно спокойная не только в пределах морских впадин (исключение Северное море, где повышен тепловой поток и известны проявления вулканизма в кайнозойскую эру), но и в областях эпипротерозойских и эпипалеозойских платформ, являющихся обрамлением. В морских впадинах второй — она близка к обстановке, отмеченной выше для орогенной стадии эволюции. Наиболее вероятно, что подмеченнное различие вызвано существенно меньшим объемом внедрения вещества астеносферы в кору морей периоceanической ветви и соответственно более глубоким уровнем кровли мантийного диапира. Все это приводит к однослоиной модели астеносферы, а в дальнейшем к изменению ее физических свойств — уплотнению без оттока к структурным элементам обрамления. Отсутствие высоких гор вблизи морей должно находиться в взаимосвязи с высказанным предположением. Впрочем, оно представляется вполне естественным, поскольку в областях периоceanических морей в мезозойскую и кайнозойскую эры подавляющая часть энергии асте-

носферы была израсходована на образование внутриокеанических подвижных поясов и внутриконтинентальных рифтовых поясов, наложенных на более древний структурный план некоторых окраинных морей.

Таким образом, эволюция окраинных и внутренних морей — это прежде всего результат конвекции нагретого вещества из глубинных сфер Земли. Основная энергия конвекции при поступлении этого вещества к подошве литосферы расходуется на процессы образования океанической коры и растяжения в современных и древних внутриокеанических подвижных поясах, а также заложения межконтинентальных рифтовых поясов. Формирована коры, а затем, как следствие, глубоководных котловин рассматриваемых морей вследствие мантийного диапиритизма — лишь «побочный продукт» более общего планетарного процесса. Изменение места конвективной ячейки, ее перемещение в иные области Земли, вызывает возникновение новых рифтовых систем в окраинных и внутренних морях и в конечном итоге контролирует сочетание вертикальных и горизонтальных движений блоков, вулканизм, темп и обстановку седиментации.

Разуплотнение и уплотнение вещества верхней мантии, рассмотренные на фоне динамической обстановки верхних оболочек Земли в целом, представляют две противоположные ветви эволюции ее тектоносферы.

Разуплотнение вызывает и контролирует рифтогенез от максимального проявления при разрастании океанической коры до образования «микрорифтов» — авлакогенов, а также и орогенез. В последнем случае оно характерно для вполне закономерной предрифтовой и рифтовой стадии развития эпиплатформенных и эпигеосинклинальных горных сооружений.

Уплотнение присуще главным образом платформенному этапу развития континентальной коры. Оно приводит к отжатию астеносферы от древних ядер платформенных областей и, в конечном итоге, обуславливает концентрический рисунок внутриокеанической рифтовой системы. Уплотнение одновременно происходит на крыльях внутриокеанических хребтов и в пределах собственно ложа океана. Соотношение между областями уплотнения и разуплотнения на пассивных и активных океанических окраинах оказывается существенно различным, отражая особенности их тектонического строения и эволюции. На пассивных окраинах уплотнение нарастает к древним платформам по мере увеличения мощности литосферы, активные же океанические окраины выделяются появлением за глубоководными желобами протяженных линейных зон разуплотнения под островными и горными дугами, наряду с изометрическими районами разуплотнения, тяготеющими к котловинам внутренних морей. Динамическая обстановка, благоприятствующая возникновению этих районов и зон, подготавливается в результате неоднократной и разнонаправленной миграции мантийных диапиров в процессе

эволюции киммерийских и альпийских складчато-геосинклинальных систем.

В подобном понимании представляется вполне закономерным размещение в общей структуре Земли зон Заварицкого—Беньофа, которые возникают в обстановке наиболее высоких критических напряжений между областями уплотнения и разуплотнения, создающих возможности для субдукции океанической литосферы.

Таким образом, глобальный механизм тектонических движений контролируется перераспределением во времени и пространстве областей разуплотнения и уплотнения, что не только находится в соответствии с идеями неомобилизма, но и на новом уровне возвращает нас к представлениям Р. В. Ван Беммелена о мегаундациях и ундациях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Окраинные и внутренние моря представляют собой, за редким исключением, разновозрастные, крайне гетерогенные и сложные образования. В этом плане они вполне сопоставимы с различными типами подвижных поясов Земли и, более того, во многих случаях входят в состав этих поясов.

Черты сходства и различия между отдельными морскими впадинами контролируются их тектонической позицией и стадией эволюции, накладывающих отпечаток на все остальные показатели — рельеф морского дна, современную геодинамическую обстановку и вулканализм, тип коры, структуру, стратиграфический диапазон и формационный состав осадочного чехла. По преобладанию черт сходства морские впадины образуют пять групп, отождествляемых с хорошо известными тектонотипами — внутриплатформенными впадинами, периокеаническими и перикратонными прогибами, орогенными и современными геосинклинальными впадинами.

Первые три группы охватывают окраинные моря, а вторые две — внутренние, а также отдельные представители окраинных морей, сформировавшиеся в областях внедрения ответвлений внутриокеанических подвижных поясов. Сложность строения окраинных и внутренних морей заключается в том, что в разрезе и по латерали зачастую устанавливается замещение одного тектонического элемента другим.

Эволюция блоков литосферы, занятых окраинными и внутренними морями, вне зависимости от принадлежности к двум основным эволюционным рядам морей — пассивных и активных окраин, всегда связана с процессами мантийного диапи-

ризма и рифтогенеза. Однако в направленности этой эволюции устанавливаются три разновидности: деструкции литосферы в областях внедрений ответвлений современных и древних внутривулканических поясов в пределы краевых (иногда сводовых) поднятий плит, возникших к началу фанерозоя; деструкции литосферы срединных массивов внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных поясов; деструкции литосферы вулканогенных и горно-складчатых сооружений. Первая отвечает периокеанической эволюционной ветви, вторая — перикратонной и частично внутристороводужной и частично внутристороводужной эволюционным ветвям окраинных и внутренних морей.

Периокеанская и перикратонная ветви являются завершенными, а остальные — незавершенными. При этом каждая из трех основных стадий эволюции — начальная, промежуточная и завершающая — характеризуется индивидуальной геодинамической обстановкой и мощностью литосферы — крайне напряженной с весьма сокращенной мощностью и относительно стабильной с увеличенной мощностью литосферы. Сходство в эволюционном процессе на промежуточной стадии заключается в отмирании мантийного диапира в пределах морской впадины и возникновении новых диапиров на обрамлении, что условно названо «механизмом миграции мантийных диапиров». Процессы уплотнения и оттока вещества происходят на разных уровнях мантии и в эволюции морей имеют подчиненное значение. На завершающей стадии эволюции морей перикратонной ветви эти процессы выражены слабо, а для периокеанской ветви вообще не устанавливаются.

Масштабность внедрения мантийных диапиров и общего хода эволюции морей различна. В морях периокеанской ветви она вызывает образование узких рифтов и относительно спокойное прогибание, которое компенсируется седиментацией. В перикратонной и внутристороводужной ветвях — интенсивный рифтогенез, возникновение глубоководных котловин, а затем и горообразование в сопредельных подвижных поясах. Сложная структура морей, возникшая на начальной и промежуточной стадиях эволюции, характеризующаяся пересечением разновозрастных систем рифтов с сохранившимися между ними остаточными блоками континентальной коры, оказывается ныне скрытой под мощным слоем осадков кайнозойского, а порой неоген-антропогенного возраста не только в котловинах, но и на шельфах морей трех основных эволюционных ветвей: периокеанской, перикратонной и внутристороводужной.

В соответствии с направленностью и длительностью эволюционного процесса современные окраинные и внутренние моря находятся в различных соотношениях с осадочными бассейнами. Моря завершающих стадий эволюции периокеанской, перикратонной и внутристороводужной ветвей занимают часть пло-

щади этих бассейнов. Напротив, в морях начальной стадии эволюции, имея в виду также внутриостроводужную ветвь, осадочные бассейны, выполненные уплотненными породами, занимают небольшую площадь в краевых частях морей.

Осадочные бассейны перикратонной, периокеанической и внутристладчатой ветвей характеризуются более широким стратиграфическим диапазоном осадочной толщи в краевых частях по отношению к глубоководной котловине. Соответственно такие понятия, как «период формирования осадочной толщи в бассейне», «возраст коры в котловине» и, наконец, «время образования современной глубоководной котловины» являются существенно различными. Идентичность этих понятий правомерна только для морей внутриостроводужной ветви и некоторых других, находящихся на начальной стадии эволюции.

Эволюционные ряды морей контролируют основные закономерности размещения в их пределах месторождений полезных ископаемых. Вполне очевидно, что вероятность обнаружения крупных скоплений углеводородов наиболее высока в осадочных бассейнах завершающих стадий эволюции периокеанической и перикратонной ветвей; эндогенных месторождений твердых полезных ископаемых — в окраинных и внутренних морях ранне-геосинклинальной стадии эволюции, а экзогенных месторождений скорее всего в морях позднегеосинклинальной, а также орогенной стадий в составе внутристладчатой эволюционной ветви.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря/Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 78—94.
2. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана/А. Г. Гайнанов, Ю. А. Павлов, П. А. Строев и др. Новосибирск, Наука, 1974. 108 с.
3. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975. 215 с.
4. Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре. — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1972, № 8, с. 3—25.
5. Артюшков Е. В. Земля — подобие тепловой машины. — Техника молодежи, 1977, № 1, с. 18—22.
6. Аширов Т., Дубровский В. Г., Смирнов Я. Б. Геотермические и геоэлектрические исследования в Южно-Каспийской впадине и природа слоя повышенной проводимости. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 401—404.
7. Балавадзе Б. К., Тулиани Л. И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1379—1382.
8. Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. — Труды Океанограф. комиссии, 1962, т. 10, вып. 3, с. 3—8.
9. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 107—127.
10. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968. 254 с.
11. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 260 с.
12. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974. 280 с.
13. Беляевский Н. А., Родников А. Г. Островные дуги Дальнего Востока. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., Наука, 1972, № 9, с. 5—26.
14. Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А., Альперович И. М. Исследования на Сахалине. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., Наука, 1975, с. 133—138.
15. Богданов А. О. Тектоническом строении западного угла Европейской платформы. — Вестник МГУ, серия геол., 1968, № 5, с. 3—12.
16. Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., Наука, 1976. 248 с.
17. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., Недра, 1967. 303 с.
18. Буачидзе Г. И. Тепловое поле Черноморской впадины и вопросы ее происхождения. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 85—92.
19. Бунз В. И., Балакина Л. М., Павлова Г. И. Сейсмичность Южной Америки. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. — Сов. Радио, 1975, № 1, с. 82—99.
20. Van Bemmelen R. B. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957. The geology of Indonesia. General geology of Indonesia and adjacent archipelagoes. Den Haag, Government Printing Office Martinus Nijhoff, 1949, 732 p.
21. Васильев Б. И., Маркевич П. В. О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море). — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1975, с. 58—65.
22. Веселов О. В., Тузев И. К. Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ, вып. 26, 1972, с. 171—242.

23. Вишневский А. Н., Кривцов А. И., Разваляев А. В. Тектоника докембрия обрамления Красного моря. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 73—86.
24. Гайнанов А. Г. О глубинной структуре земной коры юго-западной части Тихоокеанской переходной зоны. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. 1972, № 9, с. 84—93.
25. Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Михно М. Ф. Гидромагнитные исследования и строение земной коры переходной зоны Крым — Черное море. — В кн.: Геофизические исследования. МГУ, 1966, с. 241—250.
26. Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей. — В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 278—282.
27. Гатинский Ю. Г., Кудрявцев Г. А., Мишина А. В. О «мезозоях» Юго-Восточной Азии. — БМОИП, серия геол., 1972, т. 27, № 4, с. 62—70.
28. Гатинский Ю. Г., Виноградов И. В. Тектоническая и металлогеническая эволюция материковой части Юго-Восточной Азии в палеозое. — В кн.: Общая и региональная геология, № 3. М., ВИЭМС, 1977, с. 1—21.
29. Геологическое строение дна Средиземного моря/Я. П. Маловицкий, Е. М. Емельянов, О. В. Казаков и др. — В кн.: Гидрогеологические и геологические исслед. Средиземного и Черного морей. М., 1975, с. 74—96.
30. Геолого-геофизическая характеристика основных структурных элементов Мексикано-Карибского региона/Г. М. Валяшко, Г. Н. Ельцина, В. М. Литвин и др. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1975, т. 100, с. 54—68.
31. Гергелев В. Н., Петков И. Н., Панов Г. Б. Эгейско-Дунайская рифтовая глобальная структура Балканского полуострова. — Докл. Болг. АН, 1975, т. 28, № 6, с. 787—790.
32. Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. И. Геоморфология и некоторые вопросы тектонического строения моря Скотия. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. — Сов. радио, 1975, с. 65—81.
33. Годин Ю. Н. Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры на примере Закаспия. — В кн.: XX Международный геол. конгресс, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 75—98.
34. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977. 247 с.
35. Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение. — Геоморфология, 1970, № 1, с. 42—45.
36. Грамберг И. С. Общие закономерности палеогеографического развития. — В кн.: Палеогеография центральной части Сов. Арктики. Л., Недра, 1967, с. 277—294.
37. Грикуров Г. Э., Лопатин Б. Г. Структура и основные этапы развития Западной Антарктиды. Тезисы совещ. Тектоника Тихоокеан. пояса. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 22—24.
38. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. 1. М., Недра, 1967. 280 с., изд. 2, М., Недра, 1975. 256 с.
39. Деменицкая Р. М., Левин Л. Э. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., Недра, 1970, с. 252—272.
40. Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г. К вопросу о продолжении каледонских складчатых структур в Европейский бассейн Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1974, № 9, с. 94—95.
41. Дементьев Г. В. О возможной тектонической природе хребта Ширшова в Беринговом море. — Вестн. МГУ, серия геол., 1977, № 1, с. 98—102.
42. Детальное сейсмическое зондирование земной коры в Черноморской впадине/Ю. П. Непрочнов, И. Н. Ельников, А. Ф. Непрочнова, А. А. Покрышкин и др. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 4, с. 924—927.
43. Дзоцендзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969. 344 с.
44. Дикенштейн Г. Х., Соловьев Б. А., Хайн В. Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания. — Геотектоника, 1975, № 3, с. 3—14.

45. Дубровский В. А. Верхняя мантия — тепловая машина Земли. — Природа, 1977, № 3, с. 144—145.
46. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., Наука, 1972, 399 с.
47. Зверев С. М., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., Наука, 1971, 286 с.
48. Земная кора внутренних морей и континентальных впадин области Западного Тетиса/И. А. Гаркаленко, В. П. Гончаров, Я. П. Маловицкий и др. — В кн.: Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. М., Наука, 1972, с. 72—82.
49. Земная кора и история развития Черноморской впадины/Отв. ред. Ю. Д. Буланже, М. В. Муратов, С. И. Субботин, Б. К. Балавадзе. М., Наука, 1975, 358 с.
50. Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—24 и № 3, с. 3—25.
51. Исследования на Дальнем Востоке/Л. Л. Ваньян, В. В. Борец, Б. Е. Мардерфельд, А. В. Родионов. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., Наука, 1975, с. 128—132.
52. Казмин В. Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы. — Геотектоника, 1976, № 6, с. 58—71.
53. Карп Б. Я. Строение осадочной толщи Филиппинской котловины. — Океанология, 1970, № 3, с. 462—469.
54. Константиновский А. А. Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 38—45.
55. Коренные породы дна центральной части Охотского моря/А. А. Геодекян, Г. Б. Удинцев, Б. В. Баранов и др. — Сов. геология, 1976, № 6, с. 12—31.
56. Косминская И. П. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1, с. 20—41.
57. Косминская И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. — БМОИП, серия геолог., 1967, № 5, с. 8—17.
58. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., Недра, 1977, 150 с.
59. Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акватории Японского моря. «Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением». — Тр. СахКНИИ, вып. 38, 1975, 140 с.
60. Кропоткин П. Н. Динамика земной коры. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., Наука, 1973, с. 27—59.
61. Кропоткин П. Н., Шахвартова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1965, 365 с.
62. Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 311—314.
63. Левин Л. Э. О складчатом основании и структуре впадин Северного и Балтийского морей. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 3, с. 70—80.
64. Левин Л. Э. Вопросы тектонической классификации впадин окраинных и внутренних морей в связи с проблемой их нефтегазоносности. — БМОИП, отд. геол., 1974, № 5. 131 с.
65. Левин Л. Э. Некоторые черты истории формирования осадочной толщи и нефтегазоносности впадин Северного и Черного морей. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М., Наука, 1976, с. 36—42.
66. Левин Л. Э., Хайн В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 3, с. 34—39.

67. Левченко В. А. Поперечная тектоническая зональность Кубы и ее значение для поисков нефти. — БМОИП, отд. геол., 1975, № 4, с. 42—60.
68. Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М., Изд-во МГУ, 1963. 464 с.
69. Леонтьев О. К. Дно океана. М., Мысль, 1968. 319 с.
70. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 438 с.
71. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978. 169 с.
72. Литвиненко И. В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1968, с. 90—96.
73. Литинский В. А. Геолого-тектоническое строение дна шельфа арктических морей Восточной Сибири по геофизическим данным. — В кн.: Тектоника Вост. Сибири и Дальн. Востока. Тезисы докл. V сес. Научн. совета по тектон. Сибири и Дальн. Востока, Новосибирск, 1967, с. 151—154.
74. Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М., Наука, 1976. 224 с.
75. Маловицкий Я. П., Терехов А. А. О природе подводного хребта Архангельского в Черном море. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 3, с. 679—682.
76. Маловицкий Я. П., Осипов Г. В. Аномальное магнитное поле Средиземного моря и его возможная геологическая природа. — Геофиз. сб. АН УССР, вып. 65, 1975, с. 37—50.
77. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968. 483 с.
78. Милановский Е. Е. Консолидированные массивы и глубоководные впадины. Тезисы докл. сов. геологов. — Тектоника срединных массивов. М., Изд-во АН СССР, 1974, с. 4—8.
79. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 279 с.
80. Милашин А. П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6, с. 1419—1423.
81. Монин А. С. История Земли. Л., Наука, 1977. 227 с.
82. Москаленко В. Н. Земная кора Средиземного моря. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., Наука, 1975, с. 122—141.
83. Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. — Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 9, с. 23—31.
84. Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. — БМОИП, отд. геол., 1955, № 5, с. 27—50.
85. Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. — БМОИП, отд. геол., 1967, т. 72, вып. 5, с. 40—59.
86. Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — Геотектоника, 1972, № 5, с. 22—41.
87. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 176 с.
88. Муратов М. В., Яншин А. Л. Развитие представлений о срединных массивах и их роль в строении складчатых областей. Тезисы докл. сов. геологов. Тектоника срединных массивов. М., Изд-во АН СССР, 1974, с. 1—3.
89. Нгуен Нгием Минь. Особенности геологического строения и развития Северного Вьетнама в связи с его минерагенией. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1977 г.

90. Непрочнова А. Ф. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря по сейсмическим данным. — Океанология, 1975, т. XV, вып. 4, с. 661—667.
91. Николаев Н. И. Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники. — Вестн. МГУ, серия геол., 1972, № 1, с. 6—22.
92. Николаев П. Н. Тектоника Черноморской впадины. — Изв. высш. уч. завед., Геол. и разв., 1970, № 11, с. 19—31.
93. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря/И. И. Берсенев, Ю. И. Берсенев, Е. П. Леликов и др.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Труды Тихоокеанск. океанолог. ин-та. Владивосток, 1975, т. 7, с. 3—14.
94. Новые данные о геологическом строении района архипелага Сакисима (Восточно-Китайское и Филиппинское моря)/И. И. Берсенев, Ю. Д. Марков, А. К. Усольцев, Ю. В. Шевалдин.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Труды Тихоокеанск. океанолог. ин-та, Владивосток, 1975, т. 7, с. 153—161.
95. Новые данные о строении осадочной толщи хребта Лорд-Хау и Новокaledонской котловины/Ю. П. Непрочнов, В. Н. Москаленко, И. Н. Ельников и др.— Океанология, 1975, т. 15, № 4, с. 655—660.
96. Океанографическая энциклопедия. Гидрометеоиздат. Л., 1974. 631 с. Репринт The Encyclopedia of Oceanography. Ed. R. W. Fairbridge Reinhold Publ. Corp. New York, 1966.
97. О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине/Е. Г. Мирлин, В. Г. Мелихов, О. В. Михайлов, Ю. П. Непрочнов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 9, с. 60—71.
98. Осипов Г. В., Свищунов Ю. И., Терехов А. А. О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 74—79.
99. Основные черты строения геосинклинальной котловины Ново-Гвинейского моря и его обрамления/Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Берсенев, Е. В. Вержбицкий, А. Е. Сузюмов, С. Ф. Филипас.— Океанология, 1974, т. 14, № 1, с. 95—100.
100. О структуре аномального магнитного поля юго-западной части хребта Мона/В. В. Федынский, А. И. Рассохо, Р. М. Деменицкая и др.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, с. 726—729.
101. О структуре мезо-кайнозойских отложений дна моря у южного берега Крыма/А. В. Калинин, В. В. Калинин, И. Я. Ковальская, Б. Л. Пивоваров.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 427—430.
102. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
103. Перспективы поисков крупных скоплений углеводородов в окраинных и внутренних морях/Н. А. Еременко, А. А. Геодекян, Л. И. Лебедев, Л. Э. Левин, Я. П. Маловицкий, Г. П. Ованесов, В. В. Федынский.— В кн.: Палеонтология. Морская геология, 1976, с. 231—247.
104. Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники в Восточной Азии. М., Наука, 1964. 300 с.
105. Погребицкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция.— Сов. геология, 1976, № 12, с. 3—22.
106. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972. 222 с.
107. Пущаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.
108. Развалеев А. В. О мел-палеогеновом этапе геологического развития впадины Красного моря.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 44—51.
109. Результаты магнитотеллурических исследований в Эстонии/Х. Андра, Р. Вахер, Э. Побул, И. Юрине.— Изв. АН Эст. ССР, серия химия—геология, 1974, т. 23, № 1, с. 50—53.

110. Сергиенко С. И. Влияние теплового потока на нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. — Изв. АН СССР, серия геол., 1977, № 1, с. 104—114.
111. Соловьев С. Л., Иващенко А. И., Соловьева О. Н. Строение коры и верхней мантии Земли на Дальнем Востоке по сейсмологическим данным. — В кн.: Проблемы строения коры и верхней мантии, т. 7. М., Наука, 1970, с. 40—49.
112. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей/Ю. М. Пущаровский, Е. И. Меланхолина, Ю. Н. Разницин, О. А. Шмидт. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 83—94.
113. Становление континентальной земной коры Северной Евразии/А. В. Пейве, А. Л. Яншин, Л. П. Зоненшайн и др. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
114. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
115. Строев П. А., Ушаков С. А., Фролов А. И. Земная кора краевой зоны Антарктиды. М., Наука, 1967. 67 с.
116. Строение коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Гл. ред. А. А. Яншин. Новосибирск, Наука, 1976, 367 с.
117. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы/Ред.: В. Б. Соллогуб, Д. Просен, Г. Милитцер. Киев, Наукова думка, 1971. 286 с.
118. Структурно-геоморфологические исследования дна Среднего и Южного Каспия/В. Ф. Соловьев, А. С. Кулакова, Л. И. Лебедев, Е. Г. Маев. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов. Л., Недра, 1967, с. 187—194.
119. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли. Киев, Наукова думка, 1964. 136 с.
120. Сузюмов А. Е. Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. М., Наука, 1977. 75 с.
121. Схема астеносферных зон Советского Союза/А. С. Алексеев, Л. Л. Ваньян, М. Н. Бердичевский и др. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 790—793.
122. Сычев П. М., Снеговской С. С. Глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, Наука, 1976, с. 125—148.
123. Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., Наука, 1969, с. 137—149.
124. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР/В. А. Виноградов, Ф. И. Гапоненко, И. М. Русаков, В. Н. Шимараев. Л., Недра, 1974. 144 с.
125. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Ред.: В. В. Федынский, Л. Э. Левин. Л., Недра, 1970. 302 с.
126. Тектоника северной части Аравийской платформы/В. П. Поникаров, В. Г. Казмин, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов. — Сов. геология, 1964, № 1, с. 39—48.
127. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, Наука, 1975. 232 с.
128. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972. 394 с.
129. Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон. — Вестн. МГУ, 1972, № 3, с. 3—19.
130. Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов. — Вестн. МГУ, 1970, № 2, с. 125—138.
131. Хайн В. Е. Региональная геотектоника. М., Недра, ч. I, 1971, 548 с.; ч. II, 1977, 356 с.

132. Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 512 с.
133. Хайн В. Е. Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона. Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. — Сов. Радио, 1975, № 1, с. 20—64.
134. Хайн В. Е., Соколов Б. А., Кац Я. Г. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция «тектоники плит». — Изв. Высш. уч. завед., серия геол., 1973, № 10, с. 3—14.
135. Хайн В. Е., Рябухин А. Г., Литвин В. М. Основные зоны разломов Мексикано-Карибского региона. — Труды Ин-та океанолог. АН СССР, 1975, т. 100, с. 47—53.
136. Хайн В. Е., Левин Л. Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой. — Вестн. МГУ, серия геол., 1978, № 6, с. 3—18.
137. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1972. 174 с.
138. Чекунов А. В., Рябчун Л. И. Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее геотектонические особенности в неогене и антропогене. — Геофиз. сборн. АН УССР, вып. 39. Киев, Наукова думка, 1971, с. 53—71.
139. Чумаков И. С. Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным. — Сов. геология, 1971, № 10, с. 3—14.
140. Шепард Ф. П. Морская геология. Изд. 3. Пер. с англ. Л., Недра, 1976. 488 с. Репринт: Shepard F. P. Submarine Geology. Third edition. Harper and Row, N—I, 1973.
141. Шустова Л. Е., Дедов В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., Наука, 1973. 67 с.
142. 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.
143. Agarwal N. K., Jacoby W. R. and Berckheimer H. Teleseismic P-W Wave traveltimes residuals and deep structure of the Aegean region. — Tectonophysics, 1976, v. 31, p. 33—57.
144. Allen A. Seismic refraction investigation in the Scotia Sea. — Sci. Rep. Br. Antarct. Surv., 1966, N 55, 44 p.
145. Alvarez W., Cocozza T., Wezel F. C. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. — Nature, 1974, v. 248, N 5446, p. 309—314.
146. Anderson R. N. Heat Flow in the Mariana Marginal Basin. — J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 29, p. 4043—4048.
147. Antoine J. W. and Ewing J. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf of Mexico. — J. Geophys. Res., 1963, v. 67, p. 1975—1996.
148. Aronson J. L. and Tilton G. R. Probable Precambrian Detrital Zircons in New Caledonia and Southwest Pacific Continental Structure. — Bull. Am. Geolog. Soc., 1971, v. 82, p. 3449—3456.
149. Ashcroft W. A. Crustal Structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait. — Brit. Antarct. Surv. Sci. Reports. London, 1972, N 66, p. 1—43.
150. Bamford S. A. Evidence for a Low-Velocity Zone in the Crust Beneath the Western British Isles. — Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1972, N 30, p. 101—105.
151. Banner F. T., Borrow G. et al. Geological Results of Petroleum Exploration in Western Papua 1937—1961. — J. Geol. Soc. Australia, 1961, v. 8, part I, p. 1—133.
152. Barker P. F. and Griffiths D. H. The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1972, v. 271, p. 151—183.
153. Bell R. M. and Jessop R. C. Exploration and Geology of the West Sulu Basin, Philippines. — APEA Journal, 1974, v. 14, p. 21—28.

154. Ben-Avraham Z., Bowin C., Segawa I. An existinct Spreading centre in the Philippine Sea.—Nature, London, 1972, v. 240, N 453, p. 453—455.
155. Ben-Avraham Z. and Emery K. O. Structural Framework of Sunda Shelf. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, N 12, p. 2323—2366.
156. Ben-Avraham Z., Shoham Y. and Ginzburg A. Magnetic Anomalies in the Eastern Mediterranean and the Tectonic Setting of the Eratosthenes Seamount.—Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1976, v. 45, p. 105—123.
157. Bentley C. R. Crustal structure of Antarctica.—Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4, p. 229—240.
158. Berdichevsky M. N., Van yan L. L., Fel dman I. S., Porstendorfer G. Conducting Layers in the Earth's Crust and Upper Mantle.—Gerlands Beitr. Geophys., Leipzig, 1972, v. 81, N 3—5, p. 167—196.
159. Berry M. I., Knopoff L. Structure of the upper mantle under Western Mediterranean basin.—J. Geophys. Res. 1967, v. 72, p. 3613—3636.
160. Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L., Courier J. F. et al. Geology of the Mediterranean Sea Basina.—Geol. Contin. Margins. Berlin, New York, 1974, p. 695—721.
161. Blundell D. J., Parks R. A. Study of the crustal structure beneath the Irish Sea.—Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1969, v. 17, N 1, p. 45—62.
162. Boccaletti M., Horvath F., Lodo M., Nonnelli F. and Stegema L. The Tyrrhenian and Pannonian Basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins.—Tectonophysics, 1976, v. 35, p. 45—69.
163. Le Borgne E. and Le Mouel J. L. A. Conductivity Anomaly in the Western Mediterranean. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1975, v. 43, p. 939—955.
164. Brown C. M., Pieters P. E. and Robinson G. P. Stratigraphic and Structural Development of the Aure Trough and Adjacent Shelf and Slope Areas.—APEA Journal, 1975, v. 15, N 1, p. 61—71.
165. Burk C. A., Ewing M., Worzel J. Z. et al. Deep—Sea drilling into Challenger Knoll, Central Gulf of Mexico.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, v. 53, N 7, p. 1338—1347.
166. Burke K. and Dewey J. F. Plume—generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks.—J. Geology, 1973, v. 81, p. 406—433.
167. Caputo M., Panza G. F., Postpischl D. Deep structure of the Mediterranean basin.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 26, p. 4919—4923.
168. Chamalaun F. H. and White A. Electromagnetic Induction at Dili Portuguese Timor.—J. Geophys., 1975, v. 41, p. 537—540.
169. Churkin M. Geologic Concepts of Arctic Ocean Basin.—Arctic Geology Memoir N 19, Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1973, p. 485—499.
170. Coleman P. J. Geology of the Solomon and New Hebrides Islands, as Part of the Melanesian Re—entrant, Southwest Pacific.—Pacific Sci., 1970, v. 24, p. 289—314.
171. Comninakis P. E., Papazachos B. C. Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge.—Bull. Am. Geol. Soc. 1972, v. 83, N 4, p. 1093—1101.
172. Connelly J. B. A Structural Interpretation of Magnetometer and Seismic Profiler Records in the Bismarck Sea, Melanesian Archipelago.—J. Geol. Soc. Australia, 1974, v. 21, N 4, p. 459—469.
173. Cooper A. K., Scholl D. W., Marlow M. S. Plate tectonics model for the eastern Bering Sea Basin.—Bull. Am. Geol. Soc., 1976, v. 87, N 8, p. 1119—1126.
174. Crary A. P. Marine sediment thickness in the eastern Ross Sea area, Antarctica.—Bull. Am. Geol. Soc., 1962, v. 72, p. 787—790.
175. Daee H. D. and Rutgers T. C. Geological History of the Northwest Passage.—Bull. Can. Petrol. Geol., 1975, v. 23, N 1, p. 84—108.
176. Dalziel I. W. Evolution of the Margins of the Scotia Sea.—Geol. Contin. Margins. Berlin New York, 1974, p. 567—579.
177. Dash B. P. et al. Seismic investigation in the region of Poulo Panjang, offshore from southwestern Viet—Nam: Bangkok, U. N. E. C. A. F. E.,

Committee for Co—ordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in Asian Offshore Areas. — Tech. Bull., 1970, v. 3, p. 37—54.

178. Denham D. Seismicity and Tectonics of New Guinea and the Solomon Islands. — Bull. Royal Soc. of New Zealand, 1971, p. 31—38.

179. Dewey J. F. and Bird J. Mountain belts and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 2625—2647.

180. Dewey J. P., Pitman W. C., Ryan B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. — Bull. Geol. Soc. Am., 1973, v. 84, N 10, p. 3137.3180.

181. Dietz R. S., Holden J. C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. — J. Geol., 1966, vol. 74, N 5, p. 566—583.

182. Drake C., Girdler K. W. A geophysical study of the Red Sea. — Geophys. J. Roy Astr. Soc., 1964, v. 8, N 5, p. 473—495.

183. Drummond K. J. Paleozoic Arctic Margin of North America. — Geol. Contin. Margins., Berlin—New York, 1974, p. 797—810.

184. Dubois I., Pascal G. Travel Times in the Fiji—New Hebrides Region. — J. Geoph. Res., 1973, v. 78, N 17, p. 3431—3436.

185. Edgar N. T., Ewing J. I., Hennion J. T. Seismic refraction and reflection measurements in Caribbean Sea. — Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1971, v. 55, N 6, p. 833—870.

186. Erickson A. J., Hershey C. E., Simmons C. G. Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman trough and Yucatan basin. — Bull. Amer. Geol. Soc., 1972, v. 83, N 5, p. 1241—1260.

187. Ewing J., Ludwig W. J., Ewing M. and Fiffreim S. W. Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 29, p. 7118—7137.

188. Ewing M., Hawkins L. V. and Ludwig W. J. Crustal Structure of the Coral Sea. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 11, p. 1953—1962.

189. Finnetti I., Morelli C., Zarudzki E. Reflection seismic study of the Tyrrhenian Sea. — Boll. di Geof. Teor. ed Appl., 1970, vol. XII, N 48, p. 311—346.

190. Finnetti I., Morelli C. Ricerche sismiche a riflessione nella laguna a nel golfo di Venezia. — Boll. geof. Teoret. ed appl., 1971, v. 13, N 49, p. 44—67.

191. Finlayson D. M. and Cull J. P. Structural profiles in the New Britain—New Ireland region. — J. Geol. Soc. Australia, 1973, v. 20, N 1, p. 37—48.

192. Finlayson D. M., Cull J. P. and Drummond B. J. Upper mantle structure from the Trans—Australia seismic survey (TASS) and other seismic refraction data. — J. Geolog. Soc. Australia, 1974, v. 21, N 4, p. 447—458.

193. Fix J. E. The Crust and Upper Mantle of Central Mexico. — Geophys. J. Roy Astr. Soc., 1975, N 43, p. 453—499.

194. Flügel H. W. Zur paläogeographischen und geotektonischen stellung des Südantalischen Paläozoikums. — Verh. der Geol. Bund., 1971, N 1, s. 63—67.

195. Fox P. J., Schreider E. P., Heezen B. C. The geology of the Caribbean crust Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves ridge. — Tectonophysics, 1971, N 12, p. 89—109.

196. Frerichs W. E. Paleobathymetric trends of Neogene Foraminiferal assemblages and sea floor tectonism in the Andaman Sea area. — Marine. Geol., 1971, v. 11, N 3, p. 159—175.

197. Furumoto A. S., Wiebenga W. A., Webb J. P. and Sutton G. H. Crustal structure of the Hawaiian Archipelago, northern Melanesia, and the Central Pasific Basin seismic refraction methods. — Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4, p. 153—164.

198. Gardner J. Submarine geology of the western Coral Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer. 1970, v. 81, N 9, p. 2599—2614.

199. Giese P., Morelli C., Steinmetz L. Main features of crustal structure in western and southern Europe based on data explosion seismology. — Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4, p. 367—380.

200. *Giese P.* and *Morelli C.* Crustal structure in Italy. — *Quad. Ric. Sci.*, 1975, N 90, p. 453—489.
201. *Girdler R. W.* and *Styles P.* Two Stage Red Sea Floor Spreading. — *Nature*, 1974, v. 247, p. 7—11.
202. *Girdler R. W.*, *Ewans T. R.* Red Sea heat flow. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1977, v. 51, N 1, p. 245—251.
203. *Griffiths J. R.* Continental Margin Tectonics and the Evolution of South East Australia. — *APEA Journal*, 1971, p. 75—79.
204. *Hales A. L.*, *Helsley C. E.* and *Nation J. B.* Crustal Structure Study on Gulf coast of Texas. — *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 1970, v. 54, N 11, p. 2040—2057.
205. *Hales A. L.*, *Muirhead K. J.*, *Runn J. M.* and *Gettrust J. F.* Upper-Mantle travel times in Australia. — A preliminary report. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1975, v. 11, N 2, p. 109—118.
206. *Harper M. L.* Approximate Geothermal Gradients in the North Sea Basin. — *Nature*, 1971, v. 230, p. 235—236.
207. *Hayes D. E.* and *Ringis J.* Seafloor Spreading in the Tasman Sea. — *Nature*, 1973, v. 243, p. 454—458.
208. *Heezen B. C.*, *Gray C.*, *Segre A. G.*, *Zarudski E. F. K.* Evidence of founded continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. — *Nature*, 1971, v. 229, N 5283, p. 327—329.
209. *Hinz K.* Crustal structure of the Balearic Sea. — *Tectonophysics*, 1973, v. 20, N 1—4, p. 295—302.
210. *Hinz K.* Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea. — *Geol. Jahr.*, 1974, v. E, N 2, s. 33—65.
211. *Hofer H.*, *Varga W.* Seismogeologic experience in the Beaufort Sea. — *Geophysics*, 1972, v. 37, N 4, p. 605—619.
212. *Holmes M. L.* and *Greager J. S.* Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf. In., *Marine Geol. and Ocean. of the Arctic Seas*, Berlin—New York, 1974, p. 211—230.
213. *Honkura Y.* Partial melting and electrical conductivity anomalies beneath the Japan and Philippine seas. — *Phys. of the Earth and Planet. Inter.*, 1975, N 10, p. 128—134.
214. *Houtz R.* and *Davey F. I.* Seismic Profiler and Sonobuoy Measurements in Ross Sea, Antarctica. — *J. Geoph. Res.*, 1973, v. 78, N 17, p. 3448—3468.
215. *Hsü K. J.* The Miocene Desiccation of the Mediterranean and its Climatic and Zoogeographical Implications. — *Naturwiss.*, 1974, v. 61, p. 137—142.
216. *Hurtig E.* and *Schlosser P.* Der Wärmefuß in Mitteleuropa. *Z. geol. Wiss.*, Berlin, 1973, v. 1, N 4, s. 461—466.
217. *Hurtig E.*, *Schlosser P.* Geothermal Studies in the GDR and Relations to the Geological Structure. — *Geol. and Geoth. Stud.*, KAPG Geophysical Monograph. Editor A. Adam, 1976, p. 384—394.
218. *Hurtig E.*, *Oelsner C.* Heat flow, temperature distribution and geothermal models in Europe: some tectonic implications. — *Tectonophysics*, 1977, v. 41, N 1—3, p. 147—156.
219. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington. IV, 1970, p. 753; v. X, 1971, p. 748; v. XIII, part 1, 1973, p. 514; v. XV, 1973, p. 1137, v. XXI, 1973, p. 931, v. XXX, 1975, p. 753; v. XXXI, 1975, p. 927.
220. *Jongsma D.*, *Wissmann G.*, *Hinz K.*, *Garde S.* Results of Reflection Seismic Measurements in the Southern Aegean Sea. — *Pepp. et proc. — verb. reun. Commis. int. explor. sci. Mer. Mediterr.* Monaco, 1975, v. 23, N 4a, p. 169—171.
221. *Karig D. E.* Origin and Development of Marginal Basins in the Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 11, p. 2542—2561.
222. *Karig D.*, *Ingle J. C.*, *Bouma A. H.* et al. Origin of the West Philippine Basin. — *Nature*, 1973, v. 246, p. 458—461.

223. *Keen C. E., Keen M. J., Ross D. L. and Lack M.* Baffin Bay: Small Ocean Basin Formed by Sea—Floor Spreading.—Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1974, v. 58, N 6, p. 1089—1108.
224. *Kent P. E.* Review of North Sea Basin development.—J. Geol. Soc., London, 1975, v. 131, p. 435—468.
225. *Knopoff L. and Fouada A. A.* Upper—mantle structure under the Arabian Peninsula.—Tectonophysics, 1975, v. 26, p. 121—134.
226. *Kobayashi K.* Seafloor Spreading of the Shikoku Basin and the Japanese Island Arc.—Mar. Sci. Mon., 1974, v. 6, N 8, p. 27—35.
227. *Krivoi H. L. and Pyle T. E.* Anomalous Crust Beneath West Florida Shelf.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, N 1, p. 107—113.
228. *Kurita T.* Crustal and Upper—Mantle structure in the central United States of America from body—wave spectra surface—wave dispersion.—Phys. of the Earth and Planetary Interiors, 1976, N 12, p. 65—86.
229. *Larson R. L., Menard H. W., Smith S. M.* Gulf of California, a result of oceanfloor spreading and transform faulting.—Science, 1968, v. 161, p. 781—784.
230. *Lawver L. A., Hawkins J. W. and Sclater J. G.* Magnetic Anomalies and Crustal Dilatation in the Lau Basin.—Earth and Planet. Science Lett., 1976, v. 33, p. 27—35.
231. *Lee W. H., Uyeda S.* Review of heat flow data, in „Terrestrial Heat Flow“ Geoph. Monograph 8, Edited by W. H. Lee, Am. Geoph. Union, Washington, D. C., 1965, p. 87—190.
232. *Lilley F. E.* Electrical conductivity anomalies and continental seismicity in Australia.—Nature, 1975, v. 257, p. 381—382.
233. *Lindner A. W.* Petroleum Prospects, Bligh Water, Fiji.—APEA Journal, 1972, p. 62—68.
234. *Loddo M., Mongelli F. and Roda C.* Heat Flow in Calabria, Italy.—Nature Physic. Sic., 1973, v. 244, p. 91—92.
235. *Lomnitz C.* Global tectonics and earthquake risk.—Elsevier Sic. publ., 1974, p. 320.
236. *Ludwig W. J.* The Manila Trench and West Luzon Through. Seismic refraction measurements, Deep—Sea Research, 1970, v. 17, p. 553—571.
237. *Ludwig W. J.* Structure of the Bering Sea Basins „The Geology of Continental Margins“, Berlin, New York, 1974, p. 661—668.
238. *Ludwig W. J., Marauchi S., Den N. et al.* Structure of East China Sea—West Philippine Sea Margin of Southern Kyushu, Japan.—J. Geoph. Res., 1973, v. 78, N 14, p. 2526—2536.
239. *Ludwig W. J., Houtz R. E. and Ewing J. I.* Profiler—Sonobuoy Measurements in Colombia and Venezuela Basins, Caribbean Sea.—Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, N 1, p. 115—123.
240. *Ludwig W. J., Myrauchi S., Houtz R. E.* Sediments and Structure of the Japan Sea.—Bull. Am. Geol. Soc., 1975, v. 86, p. 651—644.
241. *Luyendyk B. P., Macdonald K. C., Bryan W. B.* Rifting History of the Woodlark Basin in the Southwest Pacific.—Bull. Am. Geol. Soc., 1973, v. 84, p. 1125—1134.
242. *Macdonald K. C. et al.* Heat Flow and Plate Boundaries in Melanesia.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 14, p. 2537—2546.
243. *Makris J., Vees R.* Crustal structure of the Central Aegean Sea and the islands of Evia and Crete, Greece, obtained by refraction seismic experiments.—J. of Geophysics, 1977, v. 42, N 4, p. 329—341.
244. *Mallick D. I. J.* Development of the New Hebrides archipelago.—Phil. Trans. Roy Soc. Lond., 1976, v. B272, p. 277—285.
245. *Malod J. et Mascle J.* Structures Géologiques de la Marge Continentale à l'ouest du Spitzberg.—Marine. Geophys. Res., 1975, v. 2, p. 215—229.
246. *Marlow M. et al.* Structure and evolution of Bering sea shelf South of St. Lawrence island.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, v. 60, N 2, p. 161—183.
247. *Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A.* Continental drift. I. The Caribbean Plate.—J. Geol., 1972, v. 80, p. 34—60.

248. Morelli C. Geophysics of the Mediterranean.—Newslett. Coop. Invest. Mediter., 1975, N 7, p. 27—111.
249. Mörner N.-A. Eustatic changes and geoidal—eustasy. Abstracts „Earth Rheology and late Cenozoic isostatic movements“, Geol. Inst. Stockholm University, 1977, p. 93—101.
250. Mulder C. J. Tectonic framework and distribution of Miocene evaporites in the Mediterranean. „Messinian events Mediterranean“. Amsterdam—London, 1973, p. 44—59.
251. Mulder C. J., Lehner P. and Allen D. C. K. Structural evolution of the Neogene Salt Basins in the Eastern Mediterranean and the Red Sea.—Geol. en Mijnbouw, 1975, v. 54, N 3—4, p. 208—221.
252. Murauchi S., Ludwig W. J., Den N. et al. Structure of the Sulu Sea and the Celebes Sea.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 17, p. 3437—3447, a.
253. Murauchi S., Ludwig W. J., Den N. et al. Seismic Refraction Measurements on the Ontong Java Plateau Northeast of New Ireland.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 35, p. 8653—8663, b.
254. Nagle F. Caribbean Geology, 1970.—Bull. of Marine Sci., 1971, N 21, p. 375—439.
255. Nagle F. Rocks from the seamounts and escarpments on the Aves ridge. „VI Conf. Geol. del Caribe, Mem, Caracas“, 1972, p. 375—439.
256. Packham G. H., Falvey D. A. A hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific.—Tectonophysics, 1971, v. 11, p. 79—109.
257. Packham G. H., Andrews J. E. Results of Leg 30 and the geologic History of the southwest Pacific arc and marginal sea complex.—Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project, 1975, vol. 30, p. 691—705.
258. Parke M. L., Emery K. O., Szymankiewicz K., Reynolds L. Structural framework of Continental margin South China Sea.—Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1971, v. 55, N 5, p. 723—751.
259. Paul D. D. and Lian H. M. Offshore Tertiary Basins of Southeast Asia, Bay of Bengal to South China Sea.—Proc. 9th World Petrol. Congr., 1975, v. 3, p. 107—121.
260. Pequegnat W. E., Bryan W. R. and Harris J. E. Carboniferous sediments from Sigsbee Knolls, Gulf of Mexico.—Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1971, v. 55, p. 116—123.
261. Phillips R. P. Seismic refraction studies in the Gulf of California. In „Marine geology in the Gulf of California“, Tulsa, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, 1964, p. 90—121.
262. Pollack H. N., Chapman D. S. The regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness.—Tectonophysics, 1977, v. 38, N 3—4, p. 279—296.
263. Rabinowitz P., Ryan W. B. Gravity anomalies and crustal shortening in the Eastern Mediterranean.—Tectonophysics, 1970, v. 10, N 5—6, p. 585—608.
264. Rikitake T. A Model of the Geoelectric Structure beneath Japan.—J. Geomag. Geoelectr., 1975, v. 27, p. 233—244.
265. Rodolfo K. S. Bathymetry and marine geology of the Andaman Basin and tectonic implications fro Southeast Asia.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, N 7, p. 1203—1230.
266. Ross D. A., Schlee J. Shallow Structure and Geologic Development of the Southern Red Sea. „Bull. Amer. Geol. Soc.“, 1973, v. 84, p. 3827—3848.
267. Schneider E. D., Johnson G. L. Deep—Ocean diapir Occurrences.—Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1970, v. 54, N 11, p. 2151—2169.
268. Slater J. G., Karig D., Lawver L. A. and Louden K. Heat Flow, Depth, and Crustal Thickness of the Marginal Basins of the South Philippine Sea.—J. Geoph. Res., 1976, v. 81, N 2, p. 309—318.
269. Seekins L., Teng T. Lateral variations in the structure of the Philippine Sea plate.—J. Geoph. Res., 1977, N 2, p. 317—324.
270. Seidl D., Mueller S., Caputo M., Panaza G. F. and Knopoff L. The structure of the crust and upper mantle under the Mediterranean Basin

from Rayleigh wave dispersion. — Rapp. Comm. Int. Mer. Médit. Monaco, 1973, v. 21, N 11, p. 873—876.

271. *Sellevoll M. A.* Mohorovicic discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian Sea and the North Sea. — Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4, p. 359—366.

272. *Shor G. G.* Seismic Refraction Profile in Coral Sea Basin. Abstract. — Science, 1967, v. 158, N 3803, p. 911—913.

273. *Shor G. G.* Crustal structure of the Melanesian area. — J. of Geophys. Res., 1971, v. 76, N 11, p. 2562—2586.

274. *Shor G. G., Bornari D. J.* Seismic refraction measurements in the Kamchatak basin, western Bering Sea. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 29, p. 5260—5266.

275. *Shurbet D. H. and Cebull S. E.* The age of the crust beneath the Gulf of Mexico. — Tectonophysics, 1975, v. 28, p. 25—30.

276. *Simpson D. W., Mereu R. F. and King D. W.* An array study of P-wave velocities in the upper mantle transition zone beneath Northeastern Australia. — Bull. Am. Seismol. Soc., 1974, v. 64, N 6, p. 1757—1788.

277. *Sollogub V. B., Litvinenko I. V., Chekunov A. V. et al.* New D. S. S.—data on the crustal crust of the Baltic and Ukrainian Shields. — Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4, 1973, p. 67—84.

278. *Soloviev S. L., Touzev I. K., Vasiliev B. I.* The structure and origin of the Okhotsk and Japan sea abyssal depressions according to new geophysical and geological data. — Tectonophysics, 1977, N 37, p. 153—166.

279. *Stanley D., Perissoratis C.* Aegean sea ridge barrier—and—basin Sedimentation patterns. — Marine geology, 1977, v. 24, N 2, p. 97—107.

280. *Sugimura A., Uyeda S.* Island Ares, Japan and its environs. — Elsevier Sci. Publ. Amsterdam—York, 1973, p. 247.

281. *Sundvor E.* Thickness and Distribution of Sedimentary Rocks in the Southern Barents Sea. — Norges geol. Unders., 1975, v. 316, p. 237—240.

282. *Sundvor E., Eldholm O.* Marine geophysical survey on the continental margin from Bear Island to Hornsund, Spitsbergen. — Sci. Rept. Seismol. Observ. Univ. Bergen, 1976, N 3, 39 p.

283. *The map of Terrestrial Heat Flow Data.* Publ. by World Data Center A, for Solid Earth Geophysics Boulder, Colorado (USA), 1976.

284. *The tectonic map of Australia and Papua New Guinea.* Geological Survey of Australia, Sydney, 1971.

285. *Tosimatu M.* Seismic body waves observed in the vicinity of Mount Katmai, Alaska, and evidence for the existence of molten chambers. — Bull. Am. Geol. Soc., 1971, N 10, p. 2905—2920.

286. *Tuliani L. I.* Lithosphere thickness in orogenic regions. Abstracts. «Earth Rheology and late conozoic isostatic movements». — Geol. Inst. Stockholm University, 1977, p. 128.

287. *Turk M.* Grada tercijarnag bazena u Lajeveroistoënam-dijolu Jadranskoy mora. — Nafta, (SFRJ), 1971, v. 22, p. 275—282.

288. *Varlamov D. A., Kononov Y. K. and Feldman I. S.* Deep Marghettotelluric Surveys in the Eastern Pre-Caucasus. — Geoelec. and Geothermal Stud. KAPG Geophys. Monograph. Editor—in—Chief A.—Adam, 1977, p. 646—651.

289. *Vogt P. R., Conolly J. R.* Tasmantid Guyots, the Age of the Tasman Basin, and Motion between the Australia Plate and the Mantle. — Bull. Amer. Geolog. Soc., 1971, v. 82, p. 2577—2584.

290. *Vogt P. R., Higgs R. H. and Johnson G. L.* Hypothesis on the Origin of the Mediterranean Bassin: Magnetic Data. — Journ. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 14, p. 3207—3228.

291. *Vogt P. R. and Ostenson N. A.* Reconnaissance Geophysical Studies in Barents and Kara Seas. Arct. Geol. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. N 19, Tulsa, Okla, 1973, p. 588—598.

292. *Wageman J. M., Hilde T. W. and Emery K. O.* Structural Framework of East China Sea and Yellow Sea. — Bull. Am. As. Petrol. Geol., 1970, v. 54, N 9, p. 1611—1643.

293. *Warris B. I.* Plate Tectonics and the Evolution of the Timor Sea, Northwest Australia.—APEA Journal, 1973, v. 13, N 1, p. 13—18.
294. *Watanabe T., Epp D., Uyeda S., Landseth M. and Yasui M.* Heat Flow in the Philippine Sea.—Tectonophysics, 1970, v. 10, N 1—3, p. 205—224.
295. *Watkins J. S., Worzel J. L., Houston M. H. et al.* Deep Seismic Reflection Results from the Gulf of Mexico, Part I.—Science, 1975, vol. 187, N 4179, p. 834—836.
296. *Watts A. B., Weissel J. K., Larson R. L.*—Sea-floor spreading in marginal basins of the Western Pacific.—Tectonophysics, 1977, v. 37, N 1—3, p. 167—181.
297. *Webb K.* What made the Hudson Bay—Arc Can. Geogr. Journal, 1976, v. 92, N 3, p. 20—25.
298. *Weeks L. A.* Island arc system in Andaman sea.—BAAPG, 1967, v. 51, N 9, p. 1803—1815.
299. *Whiteman A., Naylor D., Pegrum R., Ress G.* North sea troughs and plate tectonics.—Tectonophysics, 1975, v. 26, N 1—2, p. 39—54.
300. *Wilhelm O. and Ewing M.* Geology and history of the Gulf of Mexico.—Bull. Am. Geol. Soc., 1972, v. 83, p. 575—600.
301. *Wilhelm O. and Ewing M.* Geology and history of the Gulf of Mexico.—Bull. Am. Geol. Soc., 197 c, v. 83, p. 400—421.
302. *Willmore P. L.* Crustal structure in the region of the British Isles.—Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4, p. 341—358.
303. *Yasui M., Kishii T., Uyeda S. and Watanabe T.* Heat flow in the Sea of Japan.—The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph, 1968, v. 12, AGU, Washington, p. 3—16.
304. *Yasui M., Epp D., Nagasaka K. and Kishii T.* Terrestrial Heat Flow in the Seas round the Nansei Shoto (Ryukyu Islands).—Tectonophysics, 1970, v. 10, N 1—3, p. 225—234.
305. *Yosifov D., Gocev P. M., Pcelarov V.* Structure of the Earth's Crust in the Area of the South Bulgarian Black Sea Shelf.—Geol. Balcanica, 1975, v. 5, N 3, p. 3—16.
306. *Zhen-Liang S., Wen-Lin H., Huang W., Xin-Ling C., Chao E. C.* On the intensive seismic activity in China and its relation to plate tectonics.—Am. J. of Sci., 1975, v. 275—A, p. 239—259.
307. *Ziegler P. A.* The geological evolution of the North Sea area in the tectonic framework of North Western Europe.—Norg. geol. unders., 1975, v. 29, N 316, p. 1—27.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Авес, подводный хребет — 18—19, 45—52, 161
 Аденский, залив — 30, 107, 123—125
 Адмиралтейства, архипелаг — 14
 Адриатическое, море — 24, 106—107, 117—118, 176, 184
 Азовское, море — 25, 125, 183
 Азово-Черноморский, осадочный бассейн — 169
 Алеутская, островная дуга, котловина — 16, 57—59, 63—64, 67, 159, 170, 186—187
 Алжиро-Прованская, котловина — 23, 107—115, 119—121, 141, 161, 186, 188, 193
 Алжиро-Прованский, осадочный бассейн — 119—121, 169
 Альбонское, море — 24, 106, 115, 120—121, 162, 174
 Алфа-Менделеева, подводный хребет — 27—28, 145, 150
 Амбалау, котловина — 14
 Амудсена, котловина — 150
 Анаидурская, впадина — 64
 Анатолийский, рифт — 22, 122
 Андаманская, котловина — 22, 104—105, 159
 Андаманский, осадочный бассейн — 104, 159, 171
 Андаманское, море — 2, 103—105, 173
 Андаманско-Никобарская, островная дуга — 22, 103
 Арафурская, впадина — 21, 84
 Арафурское, море — 21, 83—86, 165, 173, 179—182
 Архангельского, подводный хребет — 26
 Африкано-Аравийский, рифтовый пояс — 123, 168
 Балеарская, котловина — 24, 119
 Балтийское, море — 29, 128—129, 165—166, 179—181
 Банда, море — 14, 70—75, 188
 Баренцово, море — 26, 144—147, 165, 173, 179—180
 Баренцевоморский, осадочный бассейн — 145—147
 Баурса, котловина, подводный хребет — 16, 57, 63
 Баффинов, залив — 29, 144, 152, 166—167, 172, 178, 180, 182
 Беата, подводный хребет — 18—19, 43—52
 Белое, море — 29, 151—152, 166, 176, 193
 Белона, подводное плато, 20
 Берингово, море — 15, 56—67, 159, 173, 186—187
 Беринговоморский, осадочный бассейн — 99, 159—160
 Бонапарта, впадина, залив — 21, 84, 85, 86
 Бородино, плато — 13, 73
 Ботнический, залив — 29
 Бофпорта, море, осадочный бассейн — 27—28, 143, 145, 150, 165, 179
 Бухайвань, залив, рифт — 57, 69, 70
 Бура-Флорес, островная дуга — 14, 74—75
 Бутинг, котловина — 14
 Вакаса, котловина — 20, 62—63
 Вардарский, рифт — 168
 Вагнер, осадочный бассейн — 98
 Венесуэльская, котловина — 18, 35—52, 161, 173, 186, 193
 Викинг, рифт — 131—133
 Восточно-Калимантанский, осадочный бассейн — 78, 80
 Восточно-Китайский, осадочный бассейн — 67—69
 Восточно-Китайское, море — 20, 56—59, 67—69, 162—163, 183—184, 193
 Восточно-Маринская, дуга — 13
 Восточно-Сибирский, осадочный бассейн — 145, 148—150
 Восточно-Сибирское, море — 27, 143, 148, 165, 179
 Вудларк, котловина — 14
 Гаккеля, хребет — 143—145
 Галапагосский, рифт — 52, 186
 Герадота, впадина — 109, 111—113
 Гипсленд, впадина — 92
 Гренауда, котловина, осадочный бассейн — 18, 55—56, 159
 Гудзонов, залив — 29, 151, 166, 176
 Де-Лонга, осадочный бассейн — 145, 148—150
 Дельфин, осадочный бассейн — 98
 Дербентская, котловина — 25
 Желтое, море — 20, 69—70, 166, 176
 Западно-Калимантанский, суббассейн — 78—79
 Западно-Каролинская, котловина — 13, 71
 Западно-Европейская, рифтовая система — 129—130, 181
 Западно-Сибирский, осадочный бассейн — 145, 147—148
 Западно-Филиппинская, котловина — 13, 71—73, 76, 190
 Зондский, шельф — 17
 Идуз-Бонинская, котловина, островная дуга — 13, 71—72
 Индеватигабл, система рифтов — 131—133
 Индосинско-Яванский, осадочный бассейн — 75—80, 159—160
 Ионическое, море — 24, 106—109, 115
 Ирландское, море — 26, 130, 165
 Калифорнийский залив — 31, 98, 166, 172—173, 178
 Канадская, котловина — 31, 143—145, 150, 165, 179
 Карпа-Богаз-Гол, залив — 25, 126
 Карибское, море — 18—19, 34—35, 42—52, 55, 161, 174
 Карпское, море — 26, 143—144, 147—148, 165, 173, 179—180
 Каспийское, море — 25, 125—127, 183—184
 Квинсленд, краевое плато — 20, 86—90
 Кермадек-Тонга, островная дуга — 15, 95
 Киль-Лау, островная дуга — 15, 95
 Колтогорско-Уренгойская, система рифтов — 144, 180
 Колумбийская, котловина — 18, 34—35, 42—55, 161, 186, 193
 Командорская, котловина — 16, 57, 62—63, 99, 159
 Командорский, осадочный бассейн — 99—100, 159
 Коралловое, море — 20, 82—83, 86—90, 101, 163, 170, 163—164, 173, 183—184, 193
 Коралловоморской, осадочный бассейн — 163, 169
 Красное, море — 30, 105, 107—108, 123—125, 166—167, 178, 182, 193
 Красноморский, рифт — 30, 124
 Критская, котловина, островная дуга — 22, 24, 106—109, 121—123, 159
 Курильская, островная дуга, котловина — 17, 56—59, 63, 65—66, 159

- Лабрадорское, море — 29
 Лабрадорский, рифт — 144
 Лаптевых, осадочный бассейн — 145, 148
 Лаптевых, море — 29, 143—144, 166—167, 178, 193
 Лау, котловина — 15, 188
 Леванта, море — 24, 105—109, 111—112, 115—117
 Лесбос, впадина — 23, 121—123
 Лигурийское, море — 109
 Лорд-Хай, подводный хребет — 30, 90—92, 172
 Луизиана, остронная дуга — 20
 Маккуори, остронная дуга — 30, 82
 Малые Антилы, остронная дуга — 19, 34—35, 46—52
 Маринская, котловина — 13, 71, 73
 Мексиканский залив — 20—21, 34—35, 42, 52—56, 176, 180, 183—184, 193
 Молуккское, море — 13, 70—71, 188
 Монссеева, подводный хребет — 26
 Моленграфова, речная система — 17
 Момский, рифт — 144
 Натуна, рифт — 78
 Никарагуа, поднятие — 18, 42, 46
 Новобританская, остронная дуга — 14, 94
 Новогвинейская, остронная дуга — 14
 Новогвинейское, море — 14, 81, 92, 94, 188
 Новогебридский, желоб — 15
 Новогебридская, остронная дуга — 15, 20, 81—82, 90, 95
 Ново-Ирландская, котловина, остронная дуга — 14, 94
 Новокaledонская, котловина, остронная дуга — 20, 89—90
 Норфолк, подводный хребет — 15, 83, 90, 172
 Оки-Данто, подводный хребет — 73
 Окинава, котловина — 57, 68—69, 163
 Окина-Оагара, плато — 13
 Онтон-Джава, плато — 92—93
 Оурэ, рифт — 89
 Охотоморский, осадочный бассейн — 99, 159, 171
 Охотское, море — 17, 56—59, 64—67, 99, 159—160, 185—186
 Палау-Кюсю, хребет — 13
 Пантеллерия, рифт — 168
 Персидский, залив — 25, 107—109, 115—116, 176, 179—180, 184
 Рейнский, рифт — 107, 130
 Ронский, рифт — 107, 130
 Росса, море — 28, 153—154, 156, 165, 179—180
 Рююю, остронная дуга — 13, 68—89, 163
 Саву, море — 14, 21, 103—104
 Саву-Сумба, остронная дуга — 21
 Сандвицева, остронная дуга — 31, 96—97
 Санта-Крус, котловина — 20
 Сахул, шельф, поднятие — 21, 81
 Северное, море — 26, 128—136, 165, 168, 173, 179—182, 195
 Северо-Австралийский, осадочный бассейн — 182
 Северо-Гренландский, осадочный бассейн — 145, 150—151
 Северо-Европейский, осадочный бассейн — 129, 182
 Северо-Этейский, осадочный бассейн — 122, 171
 Сиамское, суббассейн — 78—80
 Сигби, котловина — 21, 34—35, 52—55
 Сикоку, котловина — 13, 71—73, 190
 Скагеррак, система рифтов — 131
 Скирос, хребет — 121
 Скотта, море — 31, 96—98, 166—167, 172—174, 178
 Соломоново, море — 14, 81—83, 94, 188
 Соловнова, остронная дуга — 14, 81—83, 94
 Сол-Пит, рифт — 131
 Средиземное, море — 105—121, 190
 Средиземноморской, хребет — 24, 117
 Среднеевропейской, плита — 129, 180
 Струмский, рифт — 168
 Сулавеси, котловина, море, остронная дуга — 13, 70—73, 76, 80, 152, 188
 Сулу, котловина, море, хребет — 18, 70—73, 76, 80, 159, 173, 188
 Таиландский, бассейн — 79
 Тайваньская, впадина — 78
 Тасманово, море — 30—31, 81—83, 90—92, 166, 170, 172—174, 178
 Тасмановоморская, котловина — 30, 90—92, 173
 Тасмановоморской, осадочный бассейн — 101
 Таупо, подводный хребет — 30
 Тиморское, море — 21, 81—86, 165, 173, 179—182
 Тирно, впадина — 17, 52
 Тирренский, осадочный бассейн — 159, 171
 Тирренское, море — 22, 105—115, 119, 159, 171, 173, 185, 187, 190
 Тонга, острова — 95
 Тонга-Кермадек, остронная дуга — 15, 95
 Умнак, краевое плато — 16
 Уэллделла, море — 28, 152—156, 165, 179—180
 Фиджи, море, остронная дуга — 15, 81—83, 95, 173, 188
 Филиппинское, море — 13, 70—74, 173—174, 187—188
 Филиппинская, остронная дуга — 13, 71, 73, 78
 Флорес, море — 76, 188
 Фортис, система рифтов — 131
 Фредерик, котловина — 20
 Черное, море — 25—26, 125—128, 136—142, 168, 176, 183—184, 191, 194
 Черноморская, котловина — 26, 125—128, 136—140, 187, 194
 Чукотское, море — 27, 143—144, 148—149, 165, 179
 Шетландская, система рифтов — 131
 Эгейско-Дунайская, система рифтов — 108, 121
 Эгейское, море — 22, 105—108, 121—123, 159, 185, 187, 191
 Эллинский, желоб — 25, 115, 117
 Южно-Антильская, котловина — 31, 96—98
 Южно-Китайская, котловина — 17, 73, 76, 78, 81, 159
 Южно-Китайское, море — 17, 70—73, 76—81, 160, 173, 186, 193
 Южно-Сандвицева, остронная дуга — 31, 96—97
 Южно-Фиджийская, котловина — 15, 95, 174, 190
 Южно-Эгейский, осадочный бассейн — 122, 159
 Юкатанская, котловина — 18, 159
 Яванское, море — 17—18, 70—72, 76—78, 81, 160, 173
 Ямато, хребет — 20, 59—62, 64—67
 Япономорская, котловина — 20, 58—59, 62, 65—67, 162—163
 Япономорской, осадочный бассейн — 163, 169
 Японская, остронная дуга — 19, 56—63
 Японское, море — 19, 56—67, 162—164, 170, 173, 183—184, 191, 193

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Особенности размещения морей в современной структуре Земли и их морфологическая характеристика	9
Глава II. Окраинные и внутренние моря в Тихоокеанском сегменте Земли	34
Глава III. Окраинные и внутренние моря Средиземноморского подвигового пояса	103
Глава IV. Окраинные моря в Арктическом и Антарктическом сегментах Земли	143
Глава V. Сравнительный анализ геологического строения окраинных и внутренних морей	157
Глава VI. Эволюционные ряды окраинных и внутренних морей	175
Глава VII. О механизме образования глубоководных котловин	189
Заключение	197
Список литературы	200
Указатель географических и тектонических названий	214

ИБ № 3189

Леонид Элиазарович Левин

Геология окраинных и внутренних морей

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
 Переплет художника *В. В. Евдокимова*
 Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
 Технический редактор *Н. В. Жидкова*
 Корректор *Е. К. Антонова*

Сдано в набор 24.11.78. Подписано в печать 30.03.79. Т-06065
 Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2 Гарнитура литер.
 Печать высокая Печ. л. 14,25 (с вкл.) Уч.-изд. л. 15,45
 Тираж 1300 экз. Заказ 908/7542—1 Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд.
 Ленинградская картографическая фабрика объединения
 «Аэрогеология»

3173

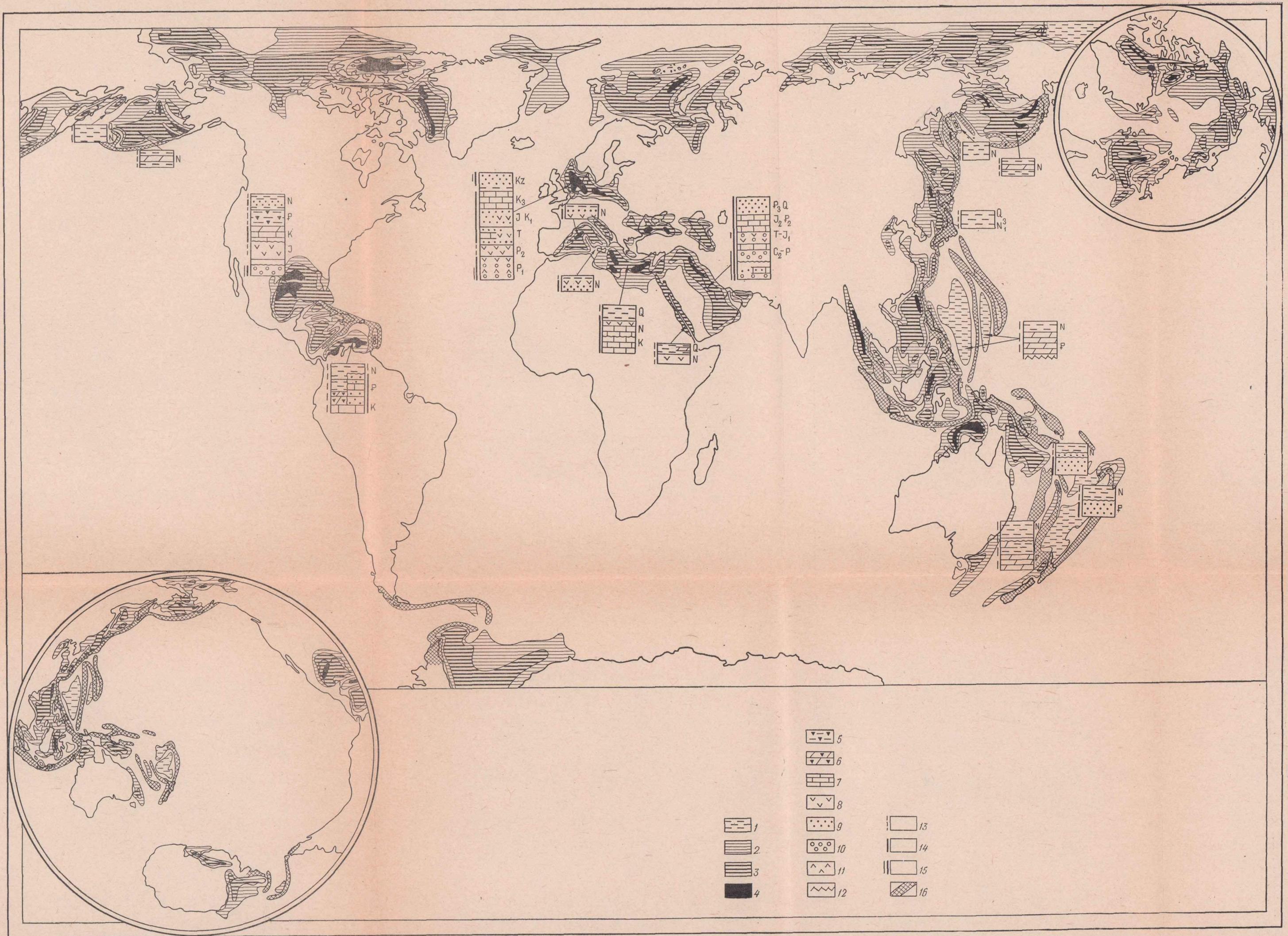


Рис. 12. Схема формационного состава и суммарной мощности вулканогенно-осадочной толщи.
 Мощность (км): 1 — менее 2, 2 — от 2 до 5, 3 — от 5 до 10, 4 — более 10; формации: 5 — глубоководная терригенно-кремнистая, 6 — глубоководная карбонатная, 7 — мелководно-морская карбонатная, 8 — эвапоритовая, 9 — мелководно-морская терригенная, 10 — грубообломочная, 11 — вулканогенная, преимущественно оливин-базальт-трахитовая, 12 — толеитовых базальтов; палеогеографическая обстановка: 13 — глубоководная, 14 — мелководно-морская, 15 — континентальная и прибрежно-морская; 16 — антиклиниории островных дуг и подводные хребты