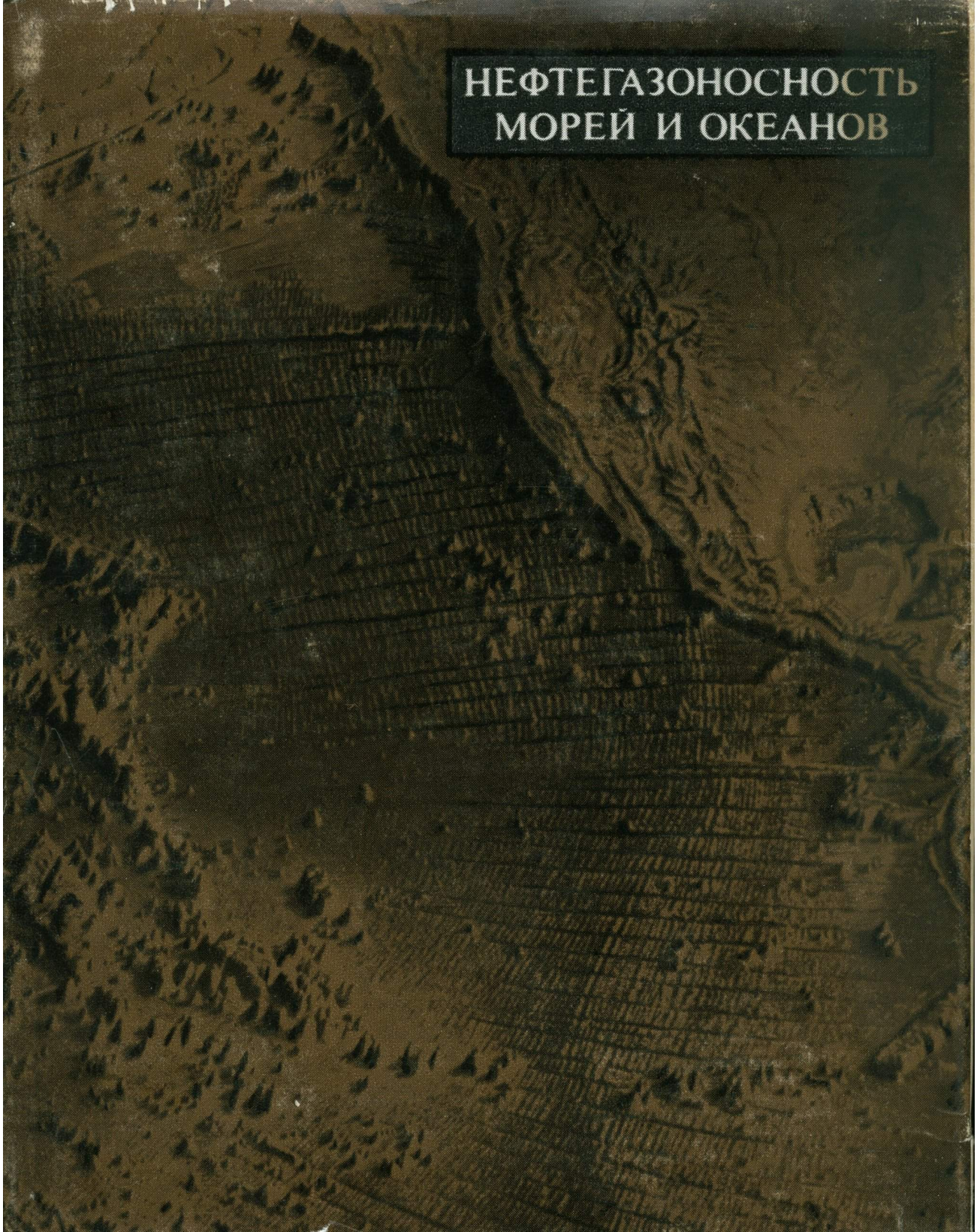
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ



УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве
„Недра“
готовятся к печати
и выйдут
в свет
новые книги

Борисенко З. Г., Сосон М. Н. Подсчет запасов нефти объемным методом. 15 л. 94 к.

Бурштар М. С. Основы теории формирования залежей нефти и газа. 17 л. 1 р. 86 к.

Марковский Н. И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа. 20 л. 2 р. 14 к.

Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций СССР. 30 л. 3 р. 24 к

Якобсон Г. П. Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. 20 л. 2 р. 24 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

551.46:553.98.

726

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1973

УДК 551.46 : 553.98 (021)

Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973 г., 232 с. Авт.: Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, Д. В. Несмеянов, А. М. Серегин.

Значительный объем геолого-геофизических исследований, проведенных в Мировом океане, позволил получить представление о геологическом строении основных структурных элементов, включающих подводную окраину континентов, островные дуги, глубоководные котловины внутренних и окраинных морей и океанов, внутриокеанические поднятия, срединно-океанические хребты. На основе рассмотренных требований, предъявляемых нефтегазовой геологией к нефтегазоносным регионам, проанализировано строение и мощности осадочной толщи Мирового океана и дано нефтегеологическое районирование дна Мирового океана.

Всего выделен и описан 191 бассейн, 85 из которых являются нефтегазоносными. Все бассейны сгруппированы в 7 категорий, три из которых являются хорошо известными: внутриплатформенные, внутрискладчатые, складчато-платформенные, а четыре новыми: периконтинентально-платформенные, периконтинентально-складчатые, периокеанические и внутриокеанические. В Индоокеанском сегменте рассмотрено 40 бассейнов, в Атлантическом — 65, в Тихоокеанском — 64, в Арктическом — 22. В результате получены общие закономерности в размещении нефтегазоносных бассейнов под дном морей и океанов. Более 85% бассейнов сложены отложениями мезо-кайнозоя. Наиболее благоприятные условия для формирования бассейнов находятся на переходе от континентальных структур к океаническим. В заключение даны некоторые практические рекомендации.

Таблиц 2, иллюстраций 63, список литературы 79 назв.

Авторы: **Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, Д. В. Несмеянов, А. М. Серегин.**

Н $\frac{0291-271}{043(01)-73}$ 219—72

© издательство „НЕДРА" 1973

«...МОРСКАЯ ПРОБЛЕМА ОЧЕНЬ БОЛЬШАЯ И К НЕЙ НАДО ПОДОЙТИ ВО ВСЕОРУЖИИ ФАКТОВ. ТУТ НУЖНА БУДЕТ И АЭРОСЪЕМКА, И ГЕОФИЗИКА И Т. Д., ТУТ НАДО ПУСТИТЬ ВЕСЬ КОМПЛЕКС НАШЕГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ВООРУЖЕНИЯ, ЧТОБЫ УДОВЛЕТВОРИТЕЛЬНО РАЗРЕШИТЬ ЭТУ ПРОБЛЕМУ».

И. М. ГУБКИН

ВВЕДЕНИЕ

Технические возможности, необходимость дальнейшего развития геологической науки с целью создания глобальной теории строения земной коры и формирования полезных ископаемых, а также потребность в открытии новых рентабельных месторождений минерального сырья и в первую очередь нефти — все это обусловило заметный прогресс в изучении геологии дна морей и океанов, который наметился в последние 10—15 лет.

Морские региональные и детальные геолого-геофизические исследования, глубокое морское бурение обеспечили достаточно большое количество данных, чтобы оценить перспективы нефтегазоносности различно построенных частей дна мирового океана. Эти же исследования привели к открытию около 500 нефтяных и газовых месторождений в зонах шельфа. Поисково-разведочные работы на нефть и газ проводятся многими государствами практически во всех мелководных акваториях, а добыча осуществляется в тридцати морях более чем двадцатью странами. Уже сейчас эксплуатация морских месторождений обеспечивает около 20 % мировой добычи нефти. Предполагается, что к началу XXI в. мировая добыча увеличится в 3—4 раза главным образом за счет извлечения нефти с морского дна. По подсчетам ряда исследователей (М. К. Калинко, Л. Г. Уикса и др.) в осадочных бассейнах, занятых морем, прогнозные запасы нефти составляют от 90 до 140 млрд. т, а газа — около 200 трлн. м^3.

Стало очевидным, что месторождения нефти и газа могут быть приурочены не только к зонам шельфа, но и к зонам континентального склона, подножия и абиссальных равнин, т. е. к различным геоморфологическим элементам дна Мирового океана. Распространение нефтегазовых месторождений под дном морей и океанов определяется теми же закономерностями, которые установлены для континентального сектора земного шара. Не следует забывать, что большинство обнаруженных на материках залежей нефти и газа связано с отложениями шельфовых морей.

Нефтегазовая геология за более чем вековую историю существования разработала основные критерии (условия происхождения нефти и газа и формирования и сохранения их залежей), определяющие нефтегазоносные регионы. Эти критерии должны учитываться и при поисково-разведочных работах на море. Вместе с тем, вовлечение в орбиту нефтегеологического изучения дна мирового океана, площадь которого составляет 360 млн. км^2, или 71% поверхности земли, не может не оказать влияния на дальнейшее развитие и совершенствование теории и практики нефтегазовой геологии. Это касается как вопросов генезиса нефти и газа, формирования их месторождений, так и нефтегеологического районирования и классификации нефтегазоносных бассейнов.

Поиски нефти и газа на дне морей имеют большое значение и для нашей страны. Советские морские месторождения в Каспийском море

ежегодно дают более 13 млн. т нефти. Нефтяные месторождения открыты на шельфе у о. Сахалин, а признаки газа получены на северо-западе Черного моря на Голицынской площади (Игревский и др., 1972).

И хотя потенциальные запасы нефти и газа в континентальной части СССР значительны и не все еще крупные перспективные территории охвачены поисково-разведочными работами, тем не менее моря, омывающие Советский Союз, также являются важнейшим объектом нефтегеологического изучения. Площадь шельфов и континентальных склонов окраинных и внутренних морей СССР составляет 6—7 млн. км^2, что приблизительно равняется $^2/_3$ перспективной на нефть и газ территории страны. Нет сомнения, что в их пределах также заключены большие запасы нефти и газа, освоение которых является важнейшей задачей советских геологов. Эта задача была четко сформулирована Директивами XXIV съезда КПСС в 1971 г.

К настоящему времени уже накоплен обширный, хотя и далеко не однозначный фактический материал по геологии и нефтегазоносности дна Мирового океана. В этом большая заслуга как советских, так и зарубежных морских экспедиций.

Обобщение геолого-геофизических данных проводилось многими исследователями, из которых следует упомянуть В. В. Белоусова (1968 г.), П. Л. Безрукова (1970 г.), А. П. Виноградова (1967 г.), Р. М. Деменицкую (1967 г.), А. В. Ильина (1971 г.), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстову (1965 г.), М. В. Кленову (1948 г.), О. К. Леонтьева (1968 г.), А. П. Лисицына (1969 г.), М. В. Муратова (1971 г.), Ю. М. Пущаровского (1972 г). А. В. Пейве (1969 г.), Г. Б. Удинцева (1972 г.), В. Е. Хаина (1970 г.), А. Л. Яншина и др. (1966 г.), а также Г. У. Менарда (1966 г.), Б. К. Хизена (1966 г.), Ф. Шепарда (1969 г.), К. Эмери (1969 г.) и многих других.

Нефтегеологическое обоснование нефтегазоносности дна Мирового океана по существу начато совсем недавно и тесно связано как с успехами поисков нефти и газа на континентах, так и с прогрессом наших знаний о строении земной коры под водами морей и океанов. Сводки по нефтегазоносности дна морей и океанов принадлежат И. О. Броду с соавторами (1965 г.), М. К. Калинко (1969 г.), Ю. Я. Кузнецову с соавторами (1970 г.), А. А. Бакирову и другим (1971 г.), Х. Хедбергу (1969 г.) и др. Основной упор в этих работах делается главным образом на шельфовые части морей.

В настоящей работе, написанной на основании новых опубликованных материалов по геологии и нефтегазоносности дна морей и океанов, а также личных наблюдений, предпринята попытка оценить нефтегазоносность дна Мирового океана путем анализа данных его геологического строения с единых теоретических позиций учения о нефтегазоносных бассейнах, основы которого заложены И. О. Бродом (1964 г.), и об органическом происхождении нефти (Вассоевич, 1967).

В процессе работы над книгой авторы пользовались советами и консультацией членов-корреспондентов АН СССР Н. Б. Вассоевича, В. В. Федынского, В. Е. Хаина, профессоров А. А. Геодекяна, И. В. Высоцкого и научных сотрудников Ю. К. Бурлина, Ю. И. Корчагиной, П. Н. Куприна, В. Б. Оленина, которым выражают глубокую признательность. Авторы благодарны Т. А. Гладышевой и Н. С. Сорокиной за помощь в оформлении настоящей работы.

Глава I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ ДНА АКВАТОРИЙ

Получение геологической информации со дна морей и океанов из-за экранирующего действия толщи воды представляется делом достаточно сложным, требующим больших и разнообразных технических средств и специально оборудованных научно-исследовательских и поисково-разведочных судов. По характеру информации современные методы изучения геологического строения дна акваторий могут быть подразделены на четыре группы: геоморфологические, геологические, геофизические и буровые.

Геоморфологические методы основываются на изучении рельефа дна морей и океанов. В настоящее время определение глубин водоемов осуществляется с кораблей с помощью высокоточных ультразвуковых эхолотов с автоматической непрерывной записью. Съемки с автоматическими эхолотами по профильной сетке позволяют строить батиметрические карты, которые наиболее точно передают рельеф дна океана. Эти карты являются основой для выделения различных форм рельефа океанического дна и для проведения геоморфологического районирования.

Батиметрические и построенные на их базе геоморфологические карты являются наиболее распространенными графическими документами морей и океанов и служат первым исходным документом для предварительных геолого-геофизических и тектонических обобщений, поскольку подводный рельеф, как правило, отражает геологические структуры дна: положительные формы рельефа отвечают поднятиям, а отрицательные — впадинам и прогибам. Батиметрические карты — достаточно надежный региональный материал, дающий общее представление о главных чертах строения дна изучаемых акваторий.

Геологические методы включают подводное картирование, различные виды аэрофотосъемки, фотографирование дна, изучение верхнего слоя донных отложений при помощи трубок, драгирование и ряд других приемов.

Проведение геологического картирования возможно при небольших глубинах, порядка самых первых десятков метров, достижимых с помощью акваланга и водолазных костюмов.

ежегодно дают более 13 млн. т нефти. Нефтяные месторождения открыты на шельфе у о. Сахалин, а признаки газа получены на северо-западе Черного моря на Голицынской площади (Игревский и др., 1972).

И хотя потенциальные запасы нефти и газа в континентальной части СССР значительны и не все еще крупные перспективные территории охвачены поисково-разведочными работами, тем не менее моря, омывающие Советский Союз, также являются важнейшим объектом нефтегеологического изучения. Площадь шельфов и континентальных склонов окраинных и внутренних морей СССР составляет 6—7 млн. км^2, что приблизительно равняется $^2/_3$ перспективной на нефть и газ территории страны. Нет сомнения, что в их пределах также заключены большие запасы нефти и газа, освоение которых является важнейшей задачей советских геологов. Эта задача была четко сформулирована Директивами XXIV съезда КПСС в 1971 г.

К настоящему времени уже накоплен обширный, хотя и далеко не однозначный фактический материал по геологии и нефтегазоносности дна Мирового океана. В этом большая заслуга как советских, так и зарубежных морских экспедиций.

Обобщение геолого-геофизических данных проводилось многими исследователями, из которых следует упомянуть В. В. Белоусова (1968 г.), П. Л. Безрукова (1970 г.), А. П. Виноградова (1967 г.), Р. М. Деменицкую (1967 г.), А. В. Ильина (1971 г.), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстову (1965 г.), М. В. Кленову (1948 г.), О. К. Леонтьева (1968 г.), А. П. Лисицына (1969 г.), М. В. Муратова (1971 г.), Ю. М. Пущаровского (1972 г). А. В. Пейве (1969 г.), Г. Б. Удинцева (1972 г.), В. Е. Хаина (1970 г.), А. Л. Яншина и др. (1966 г.), а также Г. У. Менарда (1966 г.), Б. К. Хизена (1966 г.), Ф. Шепарда (1969 г.), К. Эмери (1969 г.) и многих других.

Нефтегеологическое обоснование нефтегазоносности дна Мирового океана по существу начато совсем недавно и тесно связано как с успехами поисков нефти и газа на континентах, так и с прогрессом наших знаний о строении земной коры под водами морей и океанов. Сводки по нефтегазоносности дна морей и океанов принадлежат И. О. Броду с соавторами (1965 г.), М. К. Калинко (1969 г.), Ю. Я. Кузнецову с соавторами (1970 г.), А. А. Бакирову и другим (1971 г.), Х. Хедбергу (1969 г.) и др. Основной упор в этих работах делается главным образом на шельфовые части морей.

В настоящей работе, написанной на основании новых опубликованных материалов по геологии и нефтегазоносности дна морей и океанов, а также личных наблюдений, предпринята попытка оценить нефтегазоносность дна Мирового океана путем анализа данных его геологического строения с единых теоретических позиций учения о нефтегазоносных бассейнах, основы которого заложены И. О. Бродом (1964 г.), и об органическом происхождении нефти (Вассоевич, 1967).

В процессе работы над книгой авторы пользовались советами и консультацией членов-корреспондентов АН СССР Н. Б. Вассоевича, В. В. Федынского, В. Е. Хаина, профессоров А. А. Геодекяна, И. В. Высоцкого и научных сотрудников Ю. К. Бурлина, Ю. И. Корчагиной, П. Н. Куприна, В. Б. Оленина, которым выражают глубокую признательность. Авторы благодарны Т. А. Гладышевой и Н. С. Сорокиной за помощь в оформлении настоящей работы.

Наиболее успешно подводная съемка проводится в районах с расчлененным рельефом и большим количеством обнажений коренных пород. Подводные обнажения, кроме непосредственного осмотра, изучаются с применением фотографирования и телевидения, а также аэрофотосъемки (черно-белой, цветной, в инфракрасных лучах и др.). Подводное геокартирование обычно тесно увязывается с геологической съемкой прибрежных частей суши. Большое значение имеет картирование отдельных островов, представляющих приподнятые элементы отдельных океанических структур. Так, например, Исландию можно рассматривать как фрагмент Срединноатлантического хребта, а данные по геологическому строению острова использовать для понимания строения подводных хребтов.

Для изучения верхних рыхлых, главным образом неоген-четвертичных частей осадочного слоя, применяются различного типа трубки, пробоотборники свободного падения, поршневые трубки, опускаемые с корабля через определенные интервалы. С их помощью анализируются разрезы донных отложений от поверхности дна до глубины 5—30 м. Исследования донных осадков трубками проводятся во многих акваториях мира. Анализ и систематизация полученных результатов помогли выяснить условия осадконакопления в различных частях морей и океанов, закономерности распространения литологических типов отложений, характер рассеянного органического вещества и пр. Обобщающие сводки по этим исследованиям приведены в работах П. Л. Безрукова, А. П. Лисицына, О. К. Бордовского и др.

Интересные результаты по геологии акваторий дает глубоководное драгирование. Этим способом извлекаются не только рыхлые отложения, но и коренные породы, обнажающиеся на склонах подводных возвышенностей и бортах глубоководных желобов и рифтовых долин, а также анализировать состав обломков, располагающихся на поверхности абиссальных равнин. Драгирование позволило получить очень ценные данные о геологии срединноокеанических хребтов. Так, советскими экспедициями из рифтовых частей хребтов были подняты образцы перидотитов, базальтов, габбро, что подтвердило основной и ультраосновной состав пород, слагающих базальтовый слой океанической коры. Драгированием установлено, что некоторые океанические возвышенности сложены известняками преимущественно мелового или юрского возраста.

В последние годы для подводных геологических наблюдений применяются различные подводные аппараты типа батискафов и подводных лодок. Для геологических целей используются искусственные спутники Земли.

Геофизические методы, включающие гравиметрию, магнитометрию, сейсморазведку, электроразведку, сейсмологию, геотермию, имеют важнейшее значение при изучении дна океанов и морей. Эти методы являются основным источником информации по геологии Мирового океана. Получаемые данные положены в основу современных теорий строения земной коры и служат определяющими при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Геофизические методы позволяют выявлять и картировать геологические структуры, изучать глубинное строение земной коры под дном

океанов и строение осадочного чехла, выявлять разломы различной интенсивности проявления и т. д. Большинство научно-исследовательских судов при геологических исследованиях применяют комплекс автоматизированной геофизической аппаратуры (набортные гравиметры, протонные буксируемые магнитометры, сейсмопрофилографы), позволяющий одновременно с непрерывным промером дна, а также мощности рыхлых и полууплотненных осадков, изучать гравитационное и магнитное поле.

В настоящее время измерения силы тяжести на морях и океанах проводятся набортными морскими гравиметрами. Для детальных съемок в шельфовой зоне до глубин 200 м применяют донные гравиметры с телеуправлением. Методика съемки сходна с методикой, применяемой при наземной гравиметрической съемке. Гравиметрические измерения на поверхности моря (на судне) выполняются гравиметрами с сильно демпфированными чувствительными системами и струнными гравиметрами, установленными на гидростабилизированных платформах или карданових подвесах. Основными причинами погрешностей при измерениях силы тяжести на поверхности моря являются возмущающие вертикальные и горизонтальные ускорения качки корабля. В настоящее время погрешность при гравиметрических измерениях на судах составляет 2—3 миллигала.

Для повышения точности получаемых на море аномалий силы тяжести очень важно правильное определение координат судна и глубины морского дна в момент измерения. При морских гравиметрических съемках применяются радиогеодезические и наиболее точные спутниковые методы определения координат судна. Определение глубин дна производится уже упоминавшимися высокоточными эхолотами с непрерывной записью профиля дна.

Получаемые карты аномалий силы тяжести в редукциях Фая и Буге дают возможность проводить общее районирование акватории, устанавливать простирание основных структурных элементов. Однако в связи с неоднозначностью интерпретации гравитационных данных наиболее достоверные геологические результаты дает комплексная интерпретация гравитационных аномалий с другими геолого-геофизическими данными.

Магнитные измерения с целью изучения геологического строения дна акваторий производятся преимущественно буксируемыми на специальной гондоле за судном ядерно-резонансными магнитометрами. Точность измерения абсолютного значения полного вектора Т ядерными магнитометрами 1—2 гаммы. Практически, на показания магнитометров изменения температуры не влияют, сползание нуля отсутствует. Кроме буксируемых морских магнитометров для ускорения съемки преимущественно в шельфовых зонах применяют аэромагнитометры. В настоящее время благодаря новым достижениям в области аэромагнитной аппаратуры, изобретения квантовых магнитометров с оптической накачкой возможно непосредственное измерение вертикального градиента. При этом полностью исключается влияние суточных вариаций геомагнитного поля, повышается точность аэромагнитных карт и появляется возможность выделения геологических структур на дне моря, благоприятных в нефтегазоносном отношении.

Результаты магнитных исследований суммируются на картах магнитных аномалий, позволяющих проводить структурное районирование, выделять зоны разрывных нарушений и участки, образование которых можно трактовать с позиций расширения дна океана. Стратиграфическое расчленение и корреляцию слоев можно провести, используя палеомагнитную геохронологическую шкалу.

Наиболее полную информацию о геологических структурах под дном морей и океанов дают сейсмические методы. Специфические особенности морской сейсморазведки касаются в первую очередь систем генерирования сейсмических волн, которые должны обеспечить необходимую глубину разведки и наименьший ущерб для морской фауны.

В настоящее время существует большое разнообразие систем генерирования упругих волн в морской сейсморазведке. Наиболее распространены системы с устройствами «флексотир» и «аквасейс», в которых применяются малые количества взрывчатых веществ. Эти системы обеспечивают большую частоту взрывов и могут поставлять информацию о геологических структурах до глубины 5—6 км под дном моря. Из неди намитных источников в настоящее время используются системы со сжатым воздухом или смесью газов, вибрирующие системы, применяющие энергию электрических разрядов. Системы с электрическими разрядами (Спаркер) в зависимости от развиваемой мощности и геологических условий в исследуемой области могут обеспечить глубину разведки до 2 км под дном моря.

В настоящее время для изучения глубинного геологического строения дна морей и океанов служат следующие модификации сейсморазведки: методы отраженных и преломленных волн, глубинное сейсмическое зондирование. Первый является наиболее распространенным при поисках и разведке нефтегазоносных структур в акваториях. Сейсмические исследования являются обязательным этапом, предшествующим морскому бурению.

Методы электроразведки применяются ограниченно и в основном при картировании мелководных прибрежных морских площадей. Использование электропрофилирования позволяет прослеживать выходы пластов на дне моря, оконтуривать распространение различных типов пород. Для целей геокартирования проводится также радиометрическая съемка в комплексе с другими геолого-геофизическими работами.

Большое значение имеет изучение сейсмичности дна Мирового океана. Определение эпицентров землетрясений, их частоты, глубины и силы позволяет проводить сейсморайонирование и типизацию структурных элементов по этому признаку. Наиболее активные в сейсмическом отношении зоны выделяются в качестве современных геосинклиналей, рифтовых систем и региональных различного типа систем разломов. К этим зонам обычно приурочена максимальная вулканическая деятельность. Сейсмоактивные рифтовые области океанов рассматриваются как зоны формирования новой океанического типа земной коры или как зоны, где происходят процессы конфронтации коры океанического и континентального типов. Анализ сейсмичности, а также результаты изучения батиметрии и геолого-геофизических наблюдений, позволяют более объективно

проводить тектоническое районирование и прогнозировать поиски полезных ископаемых.

Ценную информацию дает изучение тепловых потоков морских площадей, так как существует определенная зависимость между величиной теплового потока и тектонической природой конкретного участка морского дна. Максимальные значения теплового потока приурочены к подвижным зонам, рифтовым областям, системам глубинных разломов.

Интерпретация геофизических данных и в первую очередь данных гравиметрии и сейсморазведки сопряжена с рядом трудностей. Плотностные и скоростные характеристики различных слоев, а также их намагниченность не всегда имеют однозначное геологическое толкование. Поэтому природа этих данных должна быть проверена морским бурением.

Морское бурение — важнейший способ познания геологии дна морей и океанов. В настоящее время морское поисково-разведочное на нефть и газ бурение производится с подвижных и неподвижных платформ. При выборе типа платформ для морского бурения необходимо принимать во внимание глубину воды, характеристики морского дна, морских течений, приливов и отливов, высоту волны, метеорологические условия и т. д. Неподвижные автономные платформы применяются в шельфовых зонах с глубинами 15—50 м, они соединяются с берегом эстакадами или обслуживаются катерами и судами. Подвижные платформы подразделяются на два типа. Первый — платформы, подвижные во время следования к месту бурения, но при бурении опирающиеся на морское дно. Такие платформы применяются при бурении дна на глубинах до 150 м. Второй тип — плавучие платформы, представляющие собой или отдельные буровые суда, или полупогружаемые платформы, могут быть использованы при глубинах 180—450 м.

Буровые суда — это самоходные корабли, на которых установлено полное оборудование для бурения скважин. Во время бурения они закрепляются в неподвижном положении постановкой на якорь или при помощи боковых винтов и специальной установки, автоматически удерживающей корабль над устьем скважины. Полупогружаемые платформы, не имея собственной движущей установки, буксируются до места бурения и погружаются на определенную глубину в воду для приобретения большей устойчивости при бурении скважин. Глубина проходки морских скважин 3—4 км. В СССР имеется несколько морских буровых установок типа «Хазар», «Апшерон» и других с глубиной бурения 2—3 км.

В последние годы для изучения шельфов все большее значение приобретает структурно-картировочное бурение скважин с глубиной до нескольких сот метров с плавающих устройств. Для изучения бурением глубоких частей океанов фирма «Глобал Марин» (США) приспособила корабль «Гломар Челленджер», оборудовав его дополнительными научными установками. Корабль снабжен четырьмя боковыми винтами-толкателями. Над избранной точкой бурения опускается на дно акустический буй, сигналы которого принимаются тремя гидрофонами, установленными в днище судна. Эти сигналы преобразуются в электронно-вычислительных машинах в соответствующие команды для боковых винтов-толкателей или двух ходовых винтов, которые удерживают судно без якорей

строго в заданной точке. Для бурения скважин на дне океана избран метод вращательного (роторного) бурения с отбором керна. В центре судна установлена буровая вышка высотой 42 м, внутри которой перемещается система блоков для подъема и спуска бурильных труб. Для получения керна без подъема и разборки колонны бурильных труб внутри колонны труб опускается на тросе грунтонос длиной 9 м. В настоящее время испытывается техника для смены рабочего долота и возможности многократного подъема и спуска бурового снаряда в скважину на дне океана. Работы по бурению дна океанов, начатые 11 августа 1968 г. в Мексиканском заливе с судна «Гломар Челленджер», продолжаются. К концу 1972 г. пробурено около 300 скважин на дне Атлантического и Тихого океанов, в Средиземном и Карибском морях. Бурение проводится при глубине моря до 6 км на глубину до 1300 м. Полученные новые данные уже сыграли значительную роль в познании геологии и истории развития Мирового океана.

Глава II

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Земная кора состоит из двух основных структурных единиц — континентов и океанов. Геологическое и географическое определения этих понятий не совпадают, так как краевые части континентов на современном историческом этапе обычно погружены под воды Мирового океана и рассматриваются в качестве подводных окраин материков.

При оценке нефтегазоносности акваторий большое значение имеет определение характера соотношения материковых и океанических площадей. Известные геологические и геофизические материалы показывают, что переход от материков к ложу океана неоднороден. Различаются два принципиально различных типа.

Тип непосредственного контакта краевой (подводной) части континента и ложа океана может быть назван гомогенным или атлантическим. Более сложно сочленение, при котором между окраиной материка и собственно ложем океана располагается широкая переходная область, включающая структуры как континентального, так и океанического облика. Переходные области характеризуются максимальным расчленением земной поверхности. Здесь располагаются глубоководные впадины, островные дуги и глубоководные желоба. Этот тип следует именовать гетерогенным или тихоокеанским.

Гомогенный тип сочленения в зависимости от тектонической природы краевой части континента подразделяется на два подтипа. В первом случае окраина материка имеет платформенный характер, во втором — складчатый. При платформенном подтипе мощность земной коры зоны перехода сокращается с 30—35 км на материке до 6—12 км в океане. Гранитный слой выклинивается. Аномалии силы тяжести в редукции Буге увеличиваются от близких к нулю положительных и отрицательных значений на материке до +400 миллигал в океане. Преобладают отрицательные магнитные аномалии. Величина теплового потока близка к среднемировому значению 1,46 мкал/см^2·с. Сейсмичность практически не наблюдается.

При складчатом подтипе перехода от материков к океану мощность земной коры уменьшается от 40—50 км под складчатыми системами на побережье материка до 8—12 км под океаном в глубоководном желобе. Намечается блоковое строение не только земной коры, но и верхней мантии с перепадом плотности в блоках мантии 0,1—0,2 г/см^3. Наблюдаются интенсивные аномалии силы тяжести в редукциях Фая, Буге и изостатической. Сейсмичность значительна, особенно в районе с мезозойско-кайнозойской складчатостью.

Гетерогенный тип сочленения континентов и океанов также может быть подразделен на ряд видов. Переходные области, распространенные вдоль азиатского берега Тихого океана, существенно отличаются от подобных областей Австралийского побережья, особый вид строения присущ переходным областям Зондского архипелага, Карибского и Южно-Антильского регионов.

Переходная область вдоль Азиатского материка имеет ряд особенностей. В смежных частях континента развиты складчатые и платформенные разновозрастные сооружения с хорошо выраженной подводной окраиной. Островные дуги тесно связаны со складчатыми сооружениями материков, и часто располагаются на их непосредственном продолжении. Переходная область у берегов Австралии и Новой Зеландии заключена между параллельно расположенными зонами складчатости в краевой части континента (Австралийские Кордильеры) и молодой геосинклинальной зоной (Новая Зеландия и ее продолжения) у внешнего края. Переходные области Карибского и Южно-Антильского регионов и Зондского архипелага располагаются или между зонами молодой складчатости и островными дугами, или только между островными дугами. Перечисленные виды гетерогенного сочленения материков и океанов соответственно могут быть названы азиатским, австралийским и зондско-антильским.

Гетерогенный тип имеет очень сложное глубинное строение, характеризующееся резкими изменениями мощности осадочного, гранитного, базальтового слоев, блоковым неоднородным строением верхней мантии. Для этой области характерны интенсивные аномалии силы тяжести в редукциях Фая, Буге, изостатической, аномалии теплового потока, магнитные аномалии, высокая сейсмичность.

За пределами подводных окраин материков и переходных областей располагаются собственно океанические структуры с присущими только им характером строения земной коры, типом осадконакопления и особенностями рельефа дна. По геолого-геофизическим данным океанические площади Земного шара достаточно четко подразделяются на ложе океанов и срединноокеанические хребты, представляющие собой самостоятельные структурно-геоморфологические элементы земной коры.

Таким образом, по совокупности геологических, геофизических, геоморфологических и гипсометрических признаков в пределах Мирового океана и прилегающей к нему суши выделяются следующие основные элементы земной коры: краевые части континентов, включающие подводные окраины материков, области перехода от материков к океанам, ложе океанов и срединные океанические хребты. Эти зоны неоднородны по строению и слагаются тектоническими структурами различных размеров.

В современной геологической литературе, к сожалению, нет общепринятой классификации структурных элементов земной коры даже самого высокого порядка. В данной работе используется в основном классификация структур и терминология В. Е. Хаина (1971 г.). В качестве крупнейших коровых тектонических структур литосферы В. Е. Хаин рассматривает устойчивые площади или платформы и подвижные пояса. Платформы делятся на два типа: океанические, или талассократоны, и континентальные, или эпейрократоны. Среди подвижных поясов выделяются четыре типа: геосинклинальные, эпигеосинклинальные орогенные, внутриматериковые эпиплатформенные орогенные и внутриокеанические орогенные (срединноокеанические хребты).

В строении материков участвуют континентальные платформы и обрамляющие их эпиплатформенные и эпигеосинклинальные подвижные пояса. В большинстве случаев периферические части материков и их подводные окраины представлены указанными орогенными поясами, причем внешнее по отношению к кратонам положение принадлежит эпигеосинклинальным поясам. В областях перехода от континента к океану располагаются молодые геосинклинальные подвижные пояса, занимающие еще более периферические положения по отношению к континентальным платформам. На океанических площадях выделяются океанические платформы и внутриокеанические орогенные подвижные пояса.

Подводная окраина материка, переходные области, ложе океана и срединноокеанические хребты характеризуются специфическими чертами рельефа и весьма четко в виде самостоятельных морфологических элементов отражаются на гипсографической кривой. Каждому из этих элементов присущи определенный тип строения земной коры и состав, распространение и мощность слагающих ее слоев, свои гравитационные и магнитные аномалии, сейсмичность и тепловой режим. Ниже последовательно рассматривается строение подводных окраин материков с прилегающими к ним частями суши, переходных областей, ложа океанов и срединноокеанических хребтов.

Подводная окраина материка представляет собой непосредственное продолжение континентальных глыб, на современном этапе залитых водами Мирового океана. Для нее характерно развитие геологических элементов, свойственных прилегающей суше, и резкое исчезновение большинства из них на внешней части подводной окраины. Рассматриваемый элемент является зоной латерального изменения в литосфере, служащей границей распространения типично континентальной коры. Общая площадь подводной окраины материков оценивается О. К. Леонтьевым (1968 г.) в 73,6 млн. км^2, что составляет около 14% поверхности Земли. Наиболее развита она в Ледовитом океане, где занимает почти половину акватории, наименее — в Тихом (около 5% его пространства).

По особенностям строения на подводной окраине континентов обычно различают шельф, континентальный склон и континентальное подножье.

Шельф представляет собой слабо наклоненную к морю волнистую подводную равнину, граничащую с материковой сушей и простирающуюся до материкового склона, где углы погружения дна резко возрастают.

Средний угол наклона морского дна на шельфе по Ф. Шепарду (1969 г.) 0° 07′. Во многих случаях шельф отделяется от материкового склона четко выраженной бровкой. Глубина шельфа колеблется в широких пределах. В общем для Мирового океана глубины моря у бровки шельфа составляют от нескольких до 600 м, хотя на ряде участков отмечены и значительно большие глубины (Ирландский шельф). Ширина шельфов изменяется от нескольких десятков до 1000 км и более. Так, В. Г. Панов (1963 г.) отмечает, что в области Канадского архипелага Арктического сегмента ширина его достигает 1400 км. Общая площадь шельфа составляет около 37 млн. км², т. е. около 7,6% площади Мирового океана.

Рельеф шельфа обычно ровный. Заметно расчлененный рельеф шельфа свойствен ледниковым областям. В ряде районов площадь шельфа занята резко расчлененным морским дном — бордерлендом. Этот термин впервые использован Ф. Шепардом и К. Эмери для характеристики подводной окраины материка у Южно-Калифорнийского побережья. Здесь расположено много впадин глубиной до 3000 м, разделенных хребтами, вершины которых в ряде случаев образуют острова.

Особым элементом подводной окраины материка являются краевые плато, представляющие собой огромные террасы, простирающиеся сверху вниз от нормального уровня шельфа до уровня океанических глубин, имеющие площадь, иногда превышающую 100 тыс. км². Краевые плато характеризуются типом рельефа, свойственным шельфам, но располагаются на больших глубинах. Нередко они, как со стороны океана, так и со стороны материка, ограничены относительно крутыми уступами — эскарпами. В большинстве случаев краевые плато можно считать опущенными по разломам или претерпевшими резкое погружение частями шельфа. Подобные элементы рельефа широко развиты в пределах подводной окраины материков. Примерами являются плато Блейк, Рио-де-Жанейро и Фолклендское у Атлантических берегов Америки, плато Уоринг, Иберийское у берегов Европы, Агульяс, Мадагаскарское, Натуралист в Индийском океане, Кэмпбелл у восточных берегов Новой Зеландии, Умнак в Беринговом море и ряд других.

Шельф с внешней стороны сменяется материковым склоном, характеризующимся резким погружением морского дна. Углы падения составляют 2—6°, иногда 7—8°, а в редких случаях 15° и более. Так, у западных берегов Флориды материковый склон местами падает под углом 27°, на краю Багамской плиты — под углом 40°, а южнее о. Шри Ланха — под углами более 45° (по данным Р. Фейрбриджа). Как правило, материковый склон достаточно плавно переходит в материковое подножье. Из-за плавности перехода единую глубину подошвы склона определить трудно. По-видимому, максимальной можно считать глубину 5000 м. Ширина склона обычно невелика и колеблется в пределах нескольких десятков километров, редко достигая 100—300 км. Общая его площадь, по оценке О. К. Леонтьева (1968 г.), не превышает 12 млн. км². Материковый склон — наиболее выдержанный элемент рельефа морского дна практически непрерывно окаймляет подводную окраину континентов. Однако в некоторых районах существование его затушевано осадконакоплением, подводной эрозией и другими факторами.

Площадь материкового подножья достигает 22 млн. км² (О. К. Леонтьев, 1968), но оно не повсеместно сопровождает окраину континентов. Чаще всего материковое подножье представляет собой слабоволнистую наклонную аккумулятивную равнину шириной иногда до 1000 км, обычно располагающуюся на глубинах около 2000 м. Иногда материковому подножью в рельефе дна отвечает глубокая и широкая впадина, сопряженная с внешним валом, отделяющим подножье от ложа океана (южная окраина плато Блейк). В ряде случаев рельеф подножья носит резко расчлененный «горный» характер (Западная Австралия, южный Ньюфаундленд и т. д.).

Подводная окраина материка во многих участках пересекается подводными каньонами, начинающимися на шельфе и заканчивающимися конусами выносов у подошвы материкового склона или в пределах подножья. Часто каньоны берут начало невдалеке от устьев крупных рек. Они имеют V-образную форму в поперечном сечении, большую глубину вреза, измеряемую десятками и сотнями метров, значительную крутизну в продольном профиле. Каньоны характеризуются проявлением эрозионных процессов. Происхождение подводных каньонов давно обсуждается в литературе. Одни исследователи на основании морфологического сходства подводных каньонов с речными долинами и приуроченности многих из них к устьям крупных рек приписывают им эрозионное происхождение, рассматривая их в качестве затопленных речных долин, другие — связывают образование подводных каньонов с разрывной тектоникой.

В пределах подводной окраины материков происходит закономерное изменение мощности как всей земной коры, так и отдельных слагающих ее слоев. На большей части материковой окраины земная кора характеризуется мощностью 10—35 км и более, и состоит, как правило, из трех слоев: осадочного, гранитного и базальтового. При этом общая ее мощность постепенно уменьшается от шельфа к материковому подножью.

Разрез осадочных отложений подводной окраины материка в общем виде подобен разрезу прилегающих участков суши. По геофизическим данным в составе осадочной толщи в большинстве случаев можно выделить верхний слой, представленный рыхлыми и полуконсолидированными осадками, и нижний с более уплотненными консолидированными породами, залегающими на кристаллическом фундаменте (гранитный слой). Верхний слой характеризуется скоростями продольных сейсмических волн 2,2—2,8 км/с, нижний — 3,2—4,5 км/с. Гранитный слой слагают метаморфизованные осадочно-вулканические породы и гранито-гнейсы со скоростями продольных сейсмических волн 4,6—6,4 км/с. Ниже гранитного слоя залегают образования, в которых скорости продольных сейсмических волн колеблются в пределах 6,5—7,2 км/с. Их принято относить к базальтовому слою. По-видимому, имеются определенные различия в составе этого слоя под континентами и океанами, так как под океанами для него характерны скорости 6,4—7,0 км/с.

Материковая окраина неоднородна по строению и может быть подразделена на ряд типов. В одном случае краевые части континентов выражены древними или молодыми платформами и, как правило, представлены всеми морфологическими элементами рельефа, в другом — край материка образован палеозойскими или мезозойско-кайнозойскими складчатыми

сооружениями, его подводное продолжение часто редуцировано, а иногда характеризуется сложным складчатым строением и достаточно расчлененным рельефом, как это имеет место у берегов Калифорнии. Существуют и промежуточные типы.

Особый тип распределения осадков и строения земной коры свойствен внутриматериковым шельфовым акваториям типа Балтийского моря, Гудзонова залива и другим, представляющим собой прогибы в современной структуре континентов, залитые водами Мирового океана.

Наиболее полно изучен платформенный тип подводной окраины материка. Здесь наблюдается несогласное налегание края океана на платформенную структуру континента. По данным многих исследователей мощность консолидированных пород заметно растет от внутренних частей шельфа в сторону материкового склона, достигая нескольких километров. Под материковым склоном часто наблюдается некоторое уменьшение мощности и затем новое резкое увеличение ее в зоне перехода от материкового склона к подножью. Иногда мощности осадков в этих зонах достигают 10 км. Подобные прогибы в пределах подводной окраины материков, выполненные столь мощной осадочной толщей, образуют, по мнению некоторых исследователей, одну из разновидностей современных геосинклиналей — паралиогеосинклинали (термин Д. М. Кэя). Далее в сторону ложа океана происходит постепенное, но в общем достаточно быстрое уменьшение мощности консолидированных осадков до 1 км и менее. В пределах материкового подножья значительную роль играют рыхлые осадки, мощность которых у материкового склона может достигать 2—3 км. Эти осадки, постепенно сокращаясь в мощности до 1—0,5 км, плавно переходят в неконсолидированные отложения, свойственные ложу океана.

Таким образом, максимальное абсолютное прогибание отмечается у внешнего края материкового склона. В направлении к материку и к океану происходит подъем пород и уменьшение их мощности (рис. 1).

От материкового склона к ложу океана происходит резкое уменьшение мощности земной коры от 22 до 6—12 км (Деменицкая, 1967). При этом гранитный слой обычно полностью выклинивается несколько ниже материкового подножья. Важно отметить, что граница распространения этого слоя совпадает с полосой выклинивания консолидированных осадочных пород, проходящей на расстоянии иногда нескольких сот километров от уступа материкового склона в сторону океана. В этом интервале заметно уменьшается и базальтовый слой (до 5 км).

Структура осадочных бассейнов подводной окраины материков платформенного типа имеет весьма сложное строение. В продольном и поперечном направлениях бассейны ограничиваются и разделяются выступами, с которыми связаны сокращения мощности осадочных образований. Геофизические данные указывают на связь отмеченных зон пониженных мощностей с продольными выступами подстилающего фундамента, при этом наблюдается общий подъем всех слоев земной коры и мантии. Выступы несомненно носят тектонический характер и играют роль структурных барьеров, разделяющих осадочные бассейны или ограничивающих их со стороны открытого океана. Примером может служить субмеридиональный выступ фундамента, вытянутый вдоль внешнего края Аргентинского

шельфа между заливами Баия-Бланка и Сан-Хорхе. Крупный субмеридиональный хребет, прослеженный сейсморазведкой МОВ (Дрейк и др., 1959), приуроченный примерно к вершине материкового склона, протягивается вдоль атлантического побережья США от Новой Шотландии до широты южнее м. Гаттерас. Аналогичные хребты в фундаменте отмечены у восточной кромки плато Блейк. Можно полагать, что банки и атоллы, расположенные у кромки шельфа и в верхней части материкового склона к северо-западу от Австралии (шельфы Сахул и Роули), связаны с погребенным в фундаменте хребтом.

Рис. 1. Схема строения подводной окраины гомогенного платформенного типа (по Дрейку, 1970, с добавлением).

В поперечном направлении осадочные бассейны делятся выступами фундамента, имеющими продолжение на суше. Такие выступы известны у атлантического побережья Аргентины, у побережья Западной и Восточной Африки, вдоль берегов Индостана, Австралии и в других районах. Во многих случаях продольные и поперечные барьеры в пределах шельфа, материкового склона и подножья замаскированы полого залегающими рыхлыми осадками, нивелирующими и сглаживающими рельеф консолидированных пород и фундамента. Подобный погребенный выступ фундамента известен у внешнего края шельфа Большой Ньюфаундлендской банки.

Часто с выступами фундамента связаны вулканические и рифогенные образования. Иногда структурные барьеры приурочены к разломам. Так, подводный хр. Келвин у атлантического побережья США приурочен к разлому Дрейка — Вудворда; с крупнейшим тектоническим нарушением ассоциируется цепь Камеруна, проходящая через острова Фернандо-По, Принсипи, Сан-Томе и Аннобон в Гвинейском заливе. К этим же структурам приурочены вулканы. Широко развиты разрывные нарушения на материковом склоне Западной Европы, где амплитуды сбросов иногда достигают 500 м.

426

Для складчатого типа подводной окраины материка характерным является большая сложность строения как шельфовой зоны, так материкового склона и подножья. Рельеф их сильно расчленен на подводные хребты и котловины, образование которых связано со складчато-глыбовой тектоникой. Здесь устанавливаются консолидированные и дислоцированные породы значительной мощности, распространение которых в сторону океана ограничено кромкой развития земной коры материкового типа.

Несколько иной характер носит окраина континента, когда непосредственно к молодым складчатым сооружениям материка примыкает глубоководный желоб, как это имеет место на тихоокеанской периферии Южной Америки севернее Западно-Чилийского поднятия. В этом случае кора становится океанической под внешним склоном желоба, размеры шельфа значительно сокращены, внутренний склон желоба одновременно является материковым склоном. Консолидированные породы шельфа погружаются в желоб, заметно сокращаясь в мощности. Вместе с тем в желобе они перекрываются достаточно мощным слоем рыхлых осадков. Так, в Атакамском желобе у берегов Чили при глубине океана 6 км рыхлые осадки имеют мощность 2 км. Под ними залегает слой плотных пород такой же мощности со скоростями 4,4—4,9 км/с, ниже которых лежит океанический слой со скоростью 6,8 км/с.

Особый тип строения имеет Средиземноморский регион, включающий Мраморное, Черное, Азовское и Каспийское моря. Эти внутриматериковые частично глубоководные, частично шельфового типа моря характеризуются сложно расчлененным рельефом дна, гипсографическая кривая которого близка к океаническому профилю. Глубина дна в центральных частях бассейнов, характеризующихся океаническим типом коры, составляет 2—3 км и более. Материковый тип коры преобладает над океаническим. В восточном средиземноморье наблюдается развитие слабо выраженной островной дуги (Крит, Родос), сопряженной с прогибом, напоминающим по характеру глубоководный желоб. Этому региону присущ сложный характер строения земной коры со значительной мощностью (до 15 км) осадочного слоя, утонением или отсутствием гранитного слоя.

Переходные области. Окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба, окаймляющие Азию и Австралию с востока, а также Карибский и Южно-Антильский регионы, представляют собой специфическую область перехода от материков к океаническому ложу, резко отличную от описанного выше типа подводной окраины материка. Большинство исследователей в последнее время приходят к выводу о необходимости выделения подобных регионов в качестве самостоятельного элемента земной коры — переходных областей (Хаин, 1971; Леонтьев, 1968; Удинцев, 1959; Ewing at al., 1956; Deitz, 1952, и др.).

Переходные области располагаются между подводной окраиной материка и собственно ложем океана в пределах современных подвижных геосинклинальных поясов и характеризуются максимальным расчленением земной поверхности, мозаичным распределением разных типов земной коры, своеобразным распространением осадочных отложений, активным проявлением современного вулканизма и частыми землетрясениями.

Интенсивные гравитационные аномалии в этих областях в редукциях Фая, Буге и изостатической с амплитудами в первые сотни миллигал обусловлены не только резкими изменениями мощности и состава земной коры, но и плотностными неоднородностями верхней мантии. Аномально повышенные и пониженные значения теплового потока также свидетельствуют об активных процессах в верхней мантии, обусловливающих современную тектоническую активность переходных областей.

Эти области имеют прерывистое распространение на земном шаре и наиболее полно представлены в западной периферийной части Тихого океана. Общая площадь их составляет около 32 млн. км^2.

Важнейшими морфологическими элементами переходных областей являются блоковые массивы, приподнятые или погруженные, глубоководные котловины окраинных или внутренних морей, островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба, граничащие с морфологическими элементами ложа океана. Встречаются участки переходных областей, полностью обрамленные островными дугами (Зондский регион, Филиппинская впадина).

Как указывалось, известно три вида переходных областей: азиатский, австралийский и зондско-антильский. Первый и второй виды характеризуются развитием всех перечисленных выше морфологических элементов и различаются особенностями строения прилегающих материков. Зондско-антильскому виду свойственна значительно большая сложность строения. Дно котловин интенсивно расчленено, островные дуги петлеобразно изогнуты и окаймляются глубоководными желобами как с внешней, так и с внутренней стороны.

На основе данных глубинного сейсмического зондирования с учетом мощности и состава земной коры в переходных областях выделены четыре типа земной коры: континентальный, субконтинентальный, субокеанический и океанический (Косминская и др., 1963). К континентальному типу коры с осадочным, гранитным и базальтовым слоями с общей мощностью 20—25 км относятся шельфовые зоны и мелководные участки морей, к субконтинентальному — островные дуги и океанические острова с общей мощностью коры 15—25 км, к субокеанической коре — глубокие котловины морей без гранитного слоя, с повышенной мощностью осадочных отложений и с общей мощностью коры 10—15 км. Океаническая кора имеет малую мощность осадочных пород, лежащих непосредственно на базальтовом слое.

Глубоководные котловины составляют наиболее обширные по площади элементы переходной области. В плане они, как правило, имеют изометричную и округлую форму, подчиняющуюся простиранию обрамляющих и разделяющих их структурных элементов, и характеризуются бóльшими по сравнению с подводными окраинами материков глубинами. Максимальные глубины свойственны котловинам окраинных морей у берегов юго-восточной Азии и Австралии и котловинам Карибского моря и моря Скотия. Так, в Филиппинской котловине замерены глубины более 7500 м, в Венесуэльской впадине Карибского моря — 5630 м, в западной части моря Скотия — 5840 м, во впадинах Тасманова, Кораллова морей и моря Фиджи — около 5000 м, в котловинах окраинных морей,

примыкающих к северо-восточной части Азиатского материка — от 2500 до 4000 м.

Рельеф дна глубоководных котловин переходной области существенно расчленен подводными хребтами и возвышенностями, во многих случаях являющимися продолжением структурных элементов прилегающего континента или элементов, сопутствующих островным дугам. Одна из отличительных особенностей переходных областей заключается в том, что их внутреннее ограничение представлено либо областями мезозойской, реже альпийской складчатости, либо платформами, в то время как островные дуги внешнего ограничения приурочены к осевым антиклинорным участкам современных, реже кайнозойских, геосинклинальных областей. Следовательно, по тектоническому признаку глубоководные котловины могут подразделяться на две категории. Это либо депрессионные участки, расположенные на стыке платформ с современными, реже кайнозойскими геосинклиналями, либо впадины между зонами разновозрастной складчатости. Отсюда под молодыми неконсолидированными осадками во внутренних частях морей, примыкающих к материкам, развиты более древние консолидированные и дислоцированные отложения. Возраст этих пород ранненеогеновый, палеогеновый, меловой, а местами и более древний. Дислокации обусловлены тектонической природой региона, втянутого в погружение: пологие блоковые на платформенных участках или достаточно сложные в областях мезозойской или альпийской складчатости.

Анализ данных о характере распределения и структуре осадочного покрова в котловинах краевых морей показывает, что наиболее существенными признаками осадконакопления здесь являются интенсивное заполнение терригенным материалом и сглаживание неровностей коренного рельефа шельфа и последующий перенос больших масс осадочного материала суспензионными потоками в глубоководные части котловин, что также приводит к созданию значительных пространств аккумулятивного выровненного дна.

Генезис глубоководных котловин не ясен, а геолого-геофизическая информация недостаточна, чтобы судить об их строении и происхождении. Некоторые исследователи (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев, 1970, и др.) считают, что образование подобных впадин связано с раздвиганием земной коры. Предполагается, что Японские острова переместились относительно материка более чем на 400 км. Однако другие исследователи (Белоусов, 1968, и др.), основываясь на историко-геологических данных, указывают на существование суши и эпиконтинентальных шельфовых водоемов на месте современных глубоководных котловин. Образование последних они связывают с погружением этих участков.

Геофизические данные указывают на различную мощность земной коры (осадочного и базальтового слоев) в глубоководных котловинах, приуроченных к разным видам переходных областей. Так, для азиатского вида свойственны мощности осадочных отложений от 4 до 10 км, из которых на рыхлые осадки приходится 1—2 км, а мощность базальтового слоя достигает 6—7 км. Во многих глубоководных котловинах отмечается уменьшение мощности к центральным частям развития коры океанического типа.

Своеобразным элементом переходных областей являются островные дуги, представляющие собой гигантские подводные и надводные хребты, протяженностью иногда в несколько тысяч километров. Так, Алеутская дуга имеет длину почти 3500 км. В плане им присуща изогнутая обычно в сторону от континента, иногда петлеобразная форма. Их основной морфологической особенностью является максимальная для всего Земного шара вертикальная расчлененность рельефа. Амплитуда перепада высот между вершинами отдельных островов и дном сопряженных с островными дугами глубоководных желобов во многих случаях превышает 10—12 км. В области Курильских островов перепад высот и глубин достигает 12,5 км, в области Японских и Марианских островов — 12 км, в Индонезии и Филиппинах — 11 км.

Различают двойные и одиночные островные дуги. В случае двойных дуг (например, Курильская, Рюкю, Антильская) между хребтами располагается вытянутая параллельно им депрессия с глубинами до 3—5 км. Внутренним по отношению к материку дугам присущи наиболее яркие проявления современного вулканизма, тогда как во внешних преобладают потухшие вулканы, а породы, слагающие их, имеют более древний возраст. Одиночные островные дуги (Алеутская, Южно-Сандвичева и др.) в большинстве случаев представляют собой цепи андезитовых вулканов. Иногда, как например в Индонезии, наблюдаются тройные дуги.

В. Е. Хаин (1964 г.) выделяет молодые внутриокеанические и зрелые островные дуги. К первым относятся Марианская и сопровождающие ее дуги в восточной половине Филиппинского моря, а также островные дуги Меланезии (архипелаг Бисмарка, Соломоновы, Ново-Гебридские острова и др.), т. е. островные системы наиболее далеко выдвинутые в Тихий океан. Дуги этого типа представлены разобщенными мелкими островами, сложенными кайнозойскими вулканическими породами. Зрелые дуги, развитые в окраинных морях восточной и юго-восточной Азии, представляют собой части сложно построенных складчатых сооружений, прошедших через несколько циклов геосинклинального развития.

Земная кора под островными дугами утолщена по сравнению с обрамляющими их глубоководными впадинами и желобами, за счет появления гранитного и увеличения мощности базальтового слоев, что сближает дуги с обычными горными сооружениями. Так, под Алеутской дугой общая мощность коры превышает 23—24 км, из которых на долю базальтового слоя приходится около 14—15 км, а на долю гранитного — около 9 км. Под Большими Антильскими островами мощность коры превышает 32 км, а под Японскими — 40 км.

В большинстве случаев глубоководные желоба являются самым внешним элементом переходной области, граничащим с ложем океана. Они обычно сопряжены с островными дугами или реже с молодыми складчатыми зонами краевой части материков (Атакамский и Центрально-Американский желоба). В Зондском и Карибском регионах глубоководные желоба окаймляют островные дуги местами с обеих сторон. Всего выделено около 30 глубоководных желобов. Наиболее распространены они в Тихом океане.

Максимальные для Мирового океана глубины дна связаны с глубоководными желобами. Так, в Марианском желобе замерены глубины в 11 022 м, в Тонга — 10 822, в Курило-Камчатском — 10 542, в Филиппинском — 10 262, в Кермадекском — 10 047 м. Явано-Тиморский желоб в Индийском океане имеет глубину 7450 м. Максимальное погружение дна в самом глубоком желобе Атлантики — Пуэрто-Рико достигает 8385 м.

Глубоководные желоба имеют V-образную, почти всегда асимметричную форму поперечного профиля с более крутым внутренним (10—15°) и пологим (2—7°) внешним бортами. В некоторых случаях отмечены более крутые склоны в нижней части. Оба склона часто осложнены уступами, что вызывает появление крутопадающих (до 45°) участков. Для всех желобов характерно узкое, но плоское дно шириной от 1 до 20 км, иногда осложненное продольным поднятием (желоба Явано-Тиморский, Пуэрто-Рико). Внешние склоны ряда желобов переходят в пологие валы — краевые поднятия, которые по комплексу морфологических и геофизических признаков следует относить к структурам ложа океанов (Леонтьев, 1968). Эти валы имеют амплитуду в несколько сот метров и протяженность в несколько сот километров. Наиболее четко они выражены по внешним краям Алеутского, Курило-Камчатского, Пуэрториканского, Явано-Тиморского и некоторых других желобов. Общая ширина желобов обычно колеблется от 100 до 150 км, при длине измеряемой многими сотнями и первыми тысячами километров. По простиранию некоторые желоба делятся поперечными поднятиями дна на отдельные прогибы.

Земная кора под желобами имеет весьма сложное строение. Внутренние склоны желобов, прилегающие к островным дугам, характеризуются корой, близкой по типу к континентальной, с осадочным, гранитным и базальтовым слоями, однако меньшей, чем на материках, мощности. В центральных частях желобов происходит выклинивание гранитного и утонение по сравнению с внутренним склоном базальтового слоя. Под внешними склонами кора по типу становится близкой к океанической, мощность осадочного слоя невелика (1—3 км). Уплотненные, консолидированные осадочные породы, свойственные внутреннему склону, погружаются в сторону центральных частей желоба, существенно уменьшаются в мощности и часто выклиниваются. На внешнем склоне рыхлые осадки часто подстилаются вторым океаническим слоем средней мощностью 1—1,5 км.

Рассмотрение распределения осадков в глубоководных желобах показало, что большую роль в переносе и распределении осадков по дну желоба играют суспензионные потоки, которые в одних случаях могут размывать и выносить ранее отложенный материал, а в других — создавать локализованные осадочные толщи большой мощности. В большинстве случаев терригенные осадки, сносимые с прилегающей суши, не достигают дна желобов, а задерживаются на террасах и уступах склона.

Некоторые желоба отличаются сравнительно небольшими глубинами дна (Новогвинейский — 5311 м, Тиморский — до 3300 м и др.), что связано, возможно, с более интенсивным, чем отмечено выше, заполнением их рыхлыми осадками.

Ложе океанов. Подводные окраины материков и переходные области с внешней стороны граничат с ложем океана. На гипсографической кривой ложе океана образует второй основной гипсометрический уровень земной поверхности, лежащий на глубинах более 3—4 км. Площадь ложа огромна и, по определению О. К. Леонтьева, превышает 200 млн. км², т. е. занимает примерно 60% площади Мирового океана.

Для ложа океана свойственно широкое развитие площадей равнинного рельефа, чередующихся со сравнительно узкими зонами подводных хребтов и возвышенностей, создающих по образному выражению О. К. Леонтьева, крупноячеистое строение дна океанов. Ложу океанов свойствен особый океанический тип земной коры, отличающийся малой мощностью, отсутствием «гранитного» слоя, а также особым характером глубоководных осадков.

В тектоническом отношении днища океанических бассейнов являются относительно стабильными элементами и составляют своеобразные океанические платформы, которые, по предложению Р. Фейрбриджа, именуются талассократонами. Строение талассократонов изучено к настоящему времени недостаточно полно и выделение более дробных элементов поэтому производится весьма условно главным образом по батиметрическому и отчасти по геофизическим признакам.

Основным геоморфологическим элементом ложа океанов являются океанические котловины — талассосинеклизы. Дно котловин расположено на глубинах более 3—4, а нередко 5—7 км, и характеризуется развитием как равнинного, так и холмистого рельефа. Талассосинеклизы отличаются округлой изометричной формой и занимают огромные площади (несколько миллионов квадратных километров). Им свойственна асейсмичность, нормальный тепловой поток и сравнительная выдержанность мощности земной коры (6—7 км).

Участки развития равнинного рельефа дна котловин обычно именуют абиссальными равнинами. В большинстве случаев они занимают части котловин, приближенные к окраинам материков и характеризуются весьма выровненной поверхностью с уклонами менее 1 : 1000. Холмистые площади получили в литературе название абиссальных холмов. Эти холмы представляют собой куполовидные возвышенности дна шириной от 1 до 10 км и преобладающей высотой 100—300 м, реже до 1000 м. По оценке О. К. Леонтьева около 90% дна котловин Мирового океана занято холмистым рельефом, хотя для каждого океана существуют свои соотношения.

Строение дна океанических котловин местами осложнено возвышенностями — подводными плато, именуемыми В. Е. Хаиным (1971 г.) внутриокеаническими сводами. Эти элементы характеризуются округлыми очертаниями и выровненной поверхностью, осложненной иногда вулканическими горами. Обычно их склоны плавно переходят в дно котловин, но часто ограничение бывает выражено уступами. В качестве примеров можно привести плато Рио-Гранде, Азорское, Бермудское в Атлантическом океане, плато Крозе в Индийском, возвышенность Шатского в Тихом океане и др.

Ложе океана осложнено линейными и овально вытянутыми геоморфологическими положительными структурами, разделяющими океанические

котловины, а иногда распространяющимися в их пределах. Для этих структур характерна резко удлиненная форма. Некоторые из них отличаются сравнительно небольшой (в несколько сот километров) протяженностью, но многие по размерам приближаются к срединноокеаническим хребтам. Все подобные хребты характеризуются асейсмичностью, но со многими из них связаны цепи действующих и потухших вулканов. С большей степенью условности среди положительных структур ложа океана можно выделить валообразные, горстовые и приразломные поднятия.

Первым свойственна огромная протяженность, иногда в несколько тысяч километров при ширине в несколько сот километров, овальновытянутая, иногда изометричная, часто изогнутая форма. Примерами таких структур являются в Атлантическом океане хр. Китовый, в Индийском — хребты Маскаренский, Мадагаскарский, Кергелен, Западно-Австралийский; в Ледовитом океане хр. Ломоносова. Особенно широко они развиты в Тихом океане: Императорские горы, поднятие Маркус-Неккер, Гавайское и др. Многие валообразные поднятия ложа океана прослеживаются на подводной окраине материков и на континенте. Некоторые из подобных элементов отличаются от сопредельных участков ложа океана строением земной коры, близкой по типу к континентальной. Например, Мадагаскарский, Маскаренский, Западно-Австралийский, Кергелен в Индийском океане. Большинству других свойственно некоторое увеличение мощности земной коры океанического типа.

Горстовые поднятия характеризуются большой протяженностью, но отличаются от описанных меньшей шириной и линейностью. Как правило, они приурочены к крупным зонам разломов земной коры (Восточно-Индийский и Мальдивский хребты в Индийском океане).

Приразломным поднятиям присуща четкая прямолинейность, меньшая протяженность, очень небольшая ширина. Эти элементы морфологически не представляют единого целого, а чаще всего состоят из отдельных островов и подводных вершин, приуроченных к региональным разломам земной коры. Иногда в поперечном сечении они имеют вид уступов или асимметричных хребтов. Примерами являются хребты Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон и другие в Тихом океане; хр. Келвин, цепь вулканических островов Принсипи-Аннобон, Витория-Триндади, Ромас-Фернанду-ди-Норанья (линия Камеруна) и другие в Атлантике. Существенных изменений в разрезе земной коры в связи с приразломными поднятиями не наблюдается. Многие из них пересекают подводную окраину материков и продолжаются на суше, а линия Камеруна, например, прослеживается также и в пределы Срединноатлантического хребта вплоть до его гребня. Иногда разломы преобретают глобальный характер. Вдоль них группируются структурные элементы различного типа и формы. Такая гигантская линия протягивается от Антарктиды через Мадагаскар и зону Оуэна до Урала.

Сейсмические исследования, выполненные в океанах, выявили трехслойное строение земной коры (рис. 2). Мощность первого слоя — 0,3 км, второго — 1,7 км, а третьего — 4,85 км. Верхняя мантия под океанической корой характеризуется скоростью 8,1 км/с.

В глубоководных бассейнах океанов рыхлые осадки во многих районах подстилаются акустически непрозрачным слоем со скоростью распространения продольных волн около 3 км/с (Houtz at al., 1968). Более детальный анализ записей сейсмопрофилографов позволил выделить в осадочной толще океанических бассейнов четыре отражающих слоя, между которыми располагаются акустически прозрачные слои. Для Атлантического океана они условно были названы слоями α, A, β и B. В Тихом океане были найдены сходные слои, которые получили наименование α′, A′, β′ и B′. В ряде областей слой A часто отсутствует, выклиниваются и другие слои.

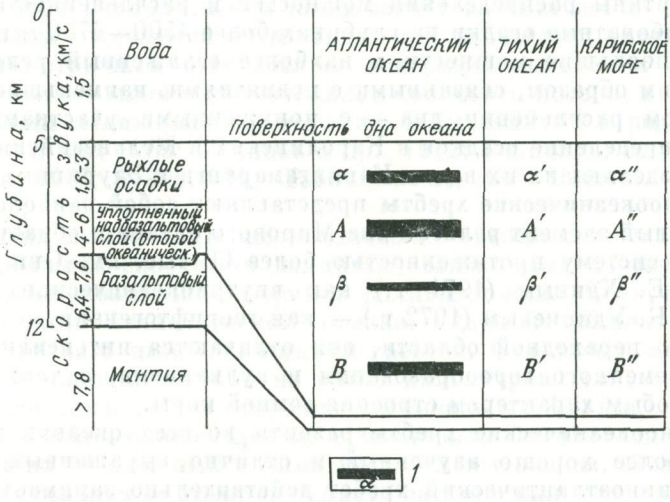


Рис. 2. Строение осадочной толщи в океанах.

1 — отражающие слои и их индексация.

Второй слой океанической коры, выявляемый методом преломленных волн и характеризующийся скоростями 4,5—5,5 км/с и переменной мощностью, является, вероятно, неоднородным по составу. Чаще всего он представлен метаморфизованными базальтовыми породами, но иногда состоит из уплотненных осадков. Второй из главных отражающих слоев— слой B чаще всего бывает связан с поверхностью базальтового ложа океана, однако и здесь встречены многочисленные исключения. Бурение на дне океанов, проведенное американскими исследователями на судне «Гломар Челленджер», показало, что почти повсеместно толща осадков имеет возраст от современных до позднеюрских (140 млн. лет) и представлена обычно рыхлыми, несцементированными разностями. Консолидированные породы в котловинах океанов встречаются редко, чаще всего это кремни и плотные известняки или вулканический материал.

В настоящее время по результатам сейсмических исследований составлены схематические карты мощности осадочных отложений в океанах (Непрочнов, 1964; 1970; Здоровенин, 1970; Орленок, 1970; Ewing at al., 1967; 1968; Левин, Хаин, 1970, и др.). Однако вопрос о полной мощности

осадков в океанических котловинах и на подводных хребтах остается открытым до получения достоверных сведений о составе слоев со скоростями 4,5—5,5 км/с.

Наличие на дне океанов сложного тектонического и вулканического рельефа обусловливает значительную неравномерность распределения осадочного покрова.

Тенденция к первичному заполнению осадками понижений рельефа, отмечаемая на огромных пространствах дна океана, не является, однако, повсеместной. В тропической части океана, где интенсивно развиваются процессы карбонатного осадконакопления, можно наблюдать инверсию обычной картины распределения мощностей и расчлененности дна, поскольку карбонатные осадки на глубинах более 4500—4700 м не откладываются. Наибольшие мощности и наиболее сглаженный рельеф оказываются, таким образом, связанными с поднятиями, наименьшие мощности при сложном расчленении дна — с пониженными участками. Пример тому — распределение осадков в Каролинских и Меланезийских котловинах и на разделяющих их валах Капингамаранги и Эауripик.

Срединноокеанические хребты представляют собой наиболее крупный положительный элемент рельефа дна Мирового океана и образуют единую гигантскую систему протяженностью более 60 тыс. км. Они рассматриваются В. Е. Хаиным (1971 г.) как внутриокеанические подвижные пояса, а Г. Б. Удинцевым (1972 г.) — как георифтогенали.

Подобно переходной области, они отличаются интенсивностью процессов современного горообразования и вулканизма, а также сейсмичностью и особым характером строения земной коры.

Срединноокеанические хребты развиты во всех океанах нашей планеты. Наиболее хорошо изученный и отлично выраженный в рельефе дна — Срединноатлантический хребет действительно занимает срединное положение, разделяя Атлантику на две примерно равные части. Его простирание удивительно соответствует простиранию краевых частей обрамляющих океан материков. Срединный хребет Индийского океана, имеющий название Аравийско-Индийского, выражен достаточно отчетливо, но несколько смещен к западу относительно медианной линии океана. На широте о. Мадагаскар в южном направлении он делится на две ветви, связывающие его со срединными хребтами Атлантики и Тихого океана. В Тихом океане срединный хребет смещен еще более от осевой линии и по мере движения на северо-восток приближается к материку. Севернее Калифорнийского залива его продолжение усматривается на континенте (Менард, 1966). Положение срединного хребта в Ледовитом океане менее ясно.

Внешние границы срединноокеанических хребтов очерчиваются весьма условно. Но независимо от этого площадь их распространения в Мировом океане огромна, она оценивается О. К. Леонтьевым в 50 млн. км². Ширина этих сооружений от 2000—4000 км (Восточно-Тихоокеанский) до 300 км (Западно-Индийский).

Рельеф срединноокеанических хребтов резко расчлененный. В их пределах различают склоны, гребень, или центральные поднятия и рифтовые долины. Последние представляют собой узкие щели, связанные с раз-

ломами, протягивающимися вдоль гребня хребта. Абсолютная глубина дна рифтовых долин колеблется от 1,5—2 км (Аравийско-Индийский хребет) до 4 км (Срединноатлантический). Наиболее приподнятые участки гребня срединных хребтов возвышаются над поверхностью воды, образуя острова. В других случаях вершины гребня глубоко погружены и имеют отметки 2000—3000 м ниже уровня океана. Ширина дна рифтовых долин, как правило, не превышает нескольких километров, но расстояние между гребнями, окаймляющими его, измеряется уже первыми десятками километров (30—60 км в Срединноатлантическом, 25—30 км в Западно-Индийском). Рифтовые долины в срединных хребтах развиты не повсеместно. Так, в Восточно-Тихоокеанском таких депрессионных зон не установлено. Рифтовые зоны отличаются повышенной сейсмичностью, активным вулканизмом, симметричным относительно оси рифта полосовым аномальным магнитным полем, высокими значениями теплового потока, интенсивными региональными понижениями аномалий силы тяжести в редукции Буге (Виноградов и др., 1969; Удинцев и др., 1972; Гайнанов, Корякин, 1967; Деменицкая, 1967; Sykes, 1969; Talwani at al, 1965, Heirtzler, Le Pichon, 1965 и др.).

Во многих местах срединноокеанические хребты пересекаются глубокими поперечными сквозными долинами, связанными со своеобразными трансформными разломами. Например, долины Романш, Чейн, Вема в экваториальной части Атлантического океана. Сквозные долины приурочены к участкам резкого изгиба срединных хребтов. Отдельные части хребтов смещаются по долинам порой на сотни километров. Так, с поперечной долиной Вема связано левостороннее смещение на 460 км.

Срединноокеанические хребты существенно отличаются по глубинному строению от смежных с ними частей ложа океана. Поверхностный слой рыхлых осадков не имеет сплошного распространения, распределение осадков подчинено особенностям рельефа. Осадки локализуются в межгребневых депрессиях и отсутствуют на вершинах и крутых склонах подводных гор. В межгорных впадинах гребневой зоны осадки имеют небольшую мощность, не превышающую первые десятки метров (Ewing at al., 1964). По мере удаления от гребневой зоны мощность осадочных отложений, собранных в отдельные карманы, увеличивается до 500—700 м. По данным бурения и драгирования наиболее древними осадками гребня являются отложения раннего и среднего миоцена. С флангов срединного хребта подняты осадки более древнего, позднемелового возраста. В районе Срединнолабрадорского хребта осадки заполняют глубокие межгорные впадины, достигая мощности 1—1,5 км (Орленок, Гайнанов, 1967). Отдельные приподнятые вершины хребта практически лишены осадочного покрова. По мере приближения к Срединноатлантическому хребту мощность осадков на Срединнолабрадорском хребте сокращается до 150—200 м.

Сводовые области Срединноиндийского хребта лишены осадков на расстоянии 100 км и более от гребня, за исключением юго-западного ответвления хребта, где в 100 км от гребня обнаружены карманы мощных осадков. Такое относительное увеличение мощности осадков вблизи оси хребта американские исследователи связывают с возможно более медленной скоростью расширения дна океана в рассматриваемых районах или

с относительными смещениями гребня хребта многочисленными зонами разломов. Центральное поднятие подстилается слоем мощностью 2—5 км со скоростями продольных волн 4,5—5,5 км/с.

Изучение химического состава и физических свойств образцов коренных пород, поднятых из рифтовых ущелий срединноокеанических хребтов показало, что этот слой в основном состоит из ультраосновных пород, подвергшихся метаморфизму. В серпентинизированных перидотитах, с ростом степени серпентинизации скорость сейсмических волн увеличивается от 3 до 6 км/с при атмосферном давлении и от 4,4 до 6,5 км/с при давлении 4 тыс. кгс/см^2, а плотность — от 2,48 до 2,77 г/см^3 (Петрова, Печерский, 1970). В обе стороны от гребня хребта наблюдается утонение этого слоя. Глубже в центральных частях срединноокеанических хребтов залегает в виде линзы мощный слой со скоростями 7,3—7,7 км/с, представленный скорее всего несколько разуплотненными породами мантии или продуктами ее начальной дифференциации. Этот слой в пределах Срединноатлантического хребта по результатам совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных распространяется на 30—40 км в глубину и имеет ширину до 2 тыс. км. Возможно под рифтовой зоной мощность этого слоя гораздо больше. Четко выраженной поверхности Мохоровичича здесь не наблюдается. По-видимому, этот слой нельзя относить к коре, мощность которой в центральных частях хребтов значительно сократится. На некоторых участках рифтовых зон на глубине 20—25 км обнаружен слой со скоростью 9,0 км/с (Непрочнов, 1970).

Под склонами срединных хребтов строение земной коры приобретает типично океанический характер, появляется базальтовый слой со скоростями 6,4—7 км/с, четко ограниченный снизу поверхностью раздела с мантией. Приведенный тип строения коры свойственсрединным хребтам Атлантического и в значительной степени Индийского океанов. Восточно-Тихоокеанское поднятие отличается от описанных тем, что в пределах его центральной части базальтовый слой со скоростями 6,8 км/с не выклинивается и не замещается какими-либо другими слоями.

Обобщение сейсмических данных по океанам и континентам позволяет сделать некоторые выводы о строении континентов и океанов. Наибольшая изменчивость глубинной структуры отмечается в молодых орогенических зонах, наименьшая — в океанических котловинах и под континентальными щитами. Толщина земной коры, определяющаяся глубиной до кровли пород со скоростями 7,8—8,5 км/с, резко возрастает в направлении от океанических котловин (4—8 км) к кайнозойско-мезозойским орогеническим поясам (20—70 км). Природа слоя со скоростями 4,5—6,5 км/с (или 4,0—6,0 км/с по данным других исследователей), надбазальтового или второго океанического слоя под океанами, вероятно, различна в различных областях океанов. В большинстве областей (например, под срединноокеаническими хребтами) этот слой представлен, по-видимому, пористыми базальтами или чередованием базальтов с осадочными отложениями, а в некоторых районах — уплотненными осадочными отложениями (например, осадочные отложения верхнеюрского возраста у Атлантического континентального подножья Северной Америки).

Природа третьего базальтового слоя под океанами со скоростями

продольных волн 6,5—7,2 км/с не ясна. Имеется несколько гипотез о строении этого слоя. Одна из наиболее обоснованных гипотез предполагает, что он представлен серпентинизированными перидотитами (Hess, 1962; Удинцев, 1966). Если верхние части мантии сложены перидотитами, то при достаточном притоке воды и температурах около 500 °С перидотиты серпентинизируются. При этом уменьшаются плотность пород и скорость распространения сейсмических волн. Если в чистом перидотите на глубине 15 км плотность равна 3,32 г/см^3, а скорость 7,7 км/с, то в чистом серпентините при тех же условиях плотность уменьшается до 2,6 г/см^3, а скорость — до 5,7 км/с. Отсюда следует, что характерная для третьего слоя скорость 6,7 км/с и плотность 2,9 г/см^3 может отвечать ультраосновной породе, серпентинизированной на 70%. Серпентинизированные перидотиты были подняты драгой со склонов рифтовых ущелий Срединноатлантического и Срединноиндийского хребтов и из разломных зон экваториальной Атлантики (Удинцев и др., 1971). При этом обычно перидотиты поднимают с нижних склонов ущелий, а базальты с верхних склонов. С промежуточных уровней часто поднимают габбро.

Однако против этой гипотезы есть и возражения. Температура подошвы океанической коры с учетом нормального океанического теплового потока и теплопроводности пород не превышает 100—150° С, а температура 500° С достигается только на глубине 20 км. Поэтому серпентинизация может происходить не повсеместно, а лишь вдоль оси срединноокеанических хребтов, где тепловой поток повышен и температура пород у подошвы земной коры на глубинах 10—15 км составляет около 500° С. Но тогда не объясним факт систематического увеличения мощности третьего слоя по мере удаления от оси рифтовых зон срединноокеанических хребтов. Так как второй слой во многих областях океанов представлен базальтами, третий слой состоит из метаморфизованного до амфиболитовой фации базальта второго слоя (Cann, 1968; Oxburgh, Turcotte, 1968). Предполагается, что подобное превращение происходит при температуре около +400° С.

Природа границы Мохоровичича под океанами, по-видимому, различна в разных областях. Существуют две гипотезы о природе границы Мохоровичича: химическая и фазового перехода. Анализ конкретных кривых фазовых переходов для различных веществ в условиях глубоких частей земной коры показывает, что поверхность Мохоровичича не может быть под океанами фазовой границей (Магницкий, 1965). Наиболее вероятной является химическая природа границы Мохоровичича под океанами. По-видимому, верхняя мантия под океанами имеет перидотитовый или пиролитовый состав, несколько меняющийся с глубиной и по площади распространения (Виноградов и др., 1969). Однако в переходных зонах от материков к океанам в областях развития островных дуг не исключена и фазовая природа границы Мохоровичича.

Глава III

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОКЕАНОВ

Одной из важнейших проблем, стоящих перед науками о Земле, является вопрос о происхождении океанов. От правильного решения его во многом зависят поиски различных полезных ископаемых и в первую очередь нефти и газа. Действительно, если в строении дна океанов принимают участие погруженные континентальные глыбы, то в их пределах возможно существование крупных осадочных бассейнов, содержащих нефтегазовые месторождения. Если же дно океанов сравнительно молодое новообразование, то вряд ли можно говорить о его нефтегазоносности. Правильное понимание генезиса океанов позволяет более определенно судить о строении и нефтеносности участков сочленения океанов и континентов, где в ряде районов уже известны месторождения этих полезных ископаемых.

Не вдаваясь в детали многочисленных точек зрения о происхождении океанов, рассмотрим лишь основные геотектонические гипотезы и несколько подробнее остановимся на концепции, получившей название новой глобальной тектоники, в основу которой положено расширение дна океана за счет горизонтальных перемещений крупных плит литосферы.

Наиболее древней идеей происхождения океанов является контракционная, которая однако не объясняет особенностей строения земной коры океанов и распределения аномальных естественных полей. Ее механизм не имеет подтверждения и с энергетических позиций (Люстих, 1959, Магницкий, 1965).

Гипотезы происхождения океанов за счет дифференциации глубинного вещества земли можно объединить в две группы: постепенного разрастания океанов, или океанизации земной коры, и разрастания континентов. В гипотезах океанизации земной коры, одним из сторонников которых является В. В. Белоусов (1968 г.), предполагается, что в процессе разогревания земного шара внутренними радиоактивными источниками тепла из верхней мантии выплавляются базальты, а при дальнейшей дифференциации обособляются и кислые породы. Формирование такого типа материковой земной коры тесно связано с развитием геосинклиналей, в которых образуется мощная материковая кора как за счет привноса материала снизу из мантии,

так и путем регионального метаморфизма и гранитизации осадочных пород. Считается, что уже в архее земной шар был более или менее равномерно покрыт материковой корой, которая в дальнейшем лишь увеличивалась в мощности. До конца палеозоя на материковой коре существовали лишь эпиконтинентальные морские бассейны.

В конце палеозоя — начале мезозоя в процессе дальнейшего радиоактивного разогрева глубоких слоев верхней мантии появились очаги полного расплавления. Ультраосновной и основной материал из разогретой мантии внедрялся в материковую кору и изливался на ее поверхности. Застывшие ультраосновные породы вместе с уплотненными, подвергшимися эклогитизации глыбами материковой коры под действием гравитационных сил погружались в мантию и растворялись в ней. Таким образом, на месте материковой коры образовалась более тяжелая кора океанического типа. Ее формирование было сопряжено с опусканием поверхности земной коры и выделением больших масс воды, заполнявшими образовавшиеся депрессии. Этот процесс обновления коры, названный В. В. Белоусовым базификацией и океанизацией, в основном закончился в начале мелового периода.

В области Атлантического и Индийского океанов, где заложение океана происходило на мезозойско-кайнозойской платформе, погружение шло от периферии бассейнов к их осевым частям. Так, в Атлантическом океане восточная и западная окраины были втянуты в опускание и достигли последней стадии базификации раньше, чем осевая зона, занятая Срединно-атлантическим хребтом, в пределах которого процесс базификации продолжается до сих пор. В Тихом океане прогибание началось в центральных частях, а затем захватило и его краевые части. На периферии Тихого океана происходит столкновение двух встречных процессов: продолжающегося геосинклинального, направленного в сторону дифференциации и дальнейшего утолщения континентальной коры, и процесса базификации, направленного к разрушению континентальной коры.

В связи с поглощением под океанами континентальной коры верхней мантией и формированием так называемой океанической более плотной мантии содержание радиоактивных элементов в ее составе предполагается более высоким, чем в материковой мантии. Это объясняет равенство теплового потока над океанами и материками, а также существование более мощного волновода в океанической мантии.

Концепция океанизации решает ряд геологических вопросов: срезание океаническими берегами под различными углами структур континентов, продолжающихся под водами океанов; привнос обломочного материала со стороны океанов; существование в прошлом связей между континентами; малую мощность осадочного покрова на дне океанов.

Однако есть и серьезные возражения против этой концепции. Она не объясняет механизма погружения в процессе океанизации громадных объемов относительно легкого вещества континентальной коры в более плотное вещество верхней мантии, не решает проблемы происхождения океанической воды, содержания в атмосфере земли Ar^{40}, происхождения симметричных полосовых магнитных аномалий, установленных в пределах срединноокеанических хребтов, образования трансформных разломов,

распределения эпицентров землетрясений и характера напряжений в очагах землетрясений, палеомагнитные данные, свидетельствующие о перемещении континентов.

Другая группа гипотез также основывается на физико-химических процессах в недрах земли, приводящих к дифференциации глубинного вещества земли, и исходит из предположения о древности океанов. В течение геологической истории постепенно происходит переработка океанической коры в кору континентального типа за счет поступления вещества из недр земли в геосинклинальный этап развития литосферы (Васильковский, 1964; Милановский, 1963; Магницкий, 1958; Ажгирей, 1971). Гипотезе древности океанов и разрастания континентов противоречат результаты новейших геофизических исследований, а также геологические данные о сравнительной молодости океанов и небольшой мощности осадков, накапливающихся на их дне. Отсутствие домезозойских осадков и уменьшенную мощность осадочной толщи на дне океанов сторонники этой гипотезы объясняют тем, что более древние осадки перекрыты продуктами вулканических излияний, или тем, что древние осадки литифицированы (уплотнены) и превращены во второй океанический слой, выделяемый сейсмическими методами. Однако глубоководное бурение на дне котловин в Атлантическом и Тихом океанах пока не обнаружило осадочных отложений древнее позднеюрского возраста (Pimm, 1970; Лисицын, 1970).

Чтобы избежать ряда трудностей, которые встают перед гипотезами, признающими только вертикальные движения в литосфере, были предложены концепции дрейфа континентов с постоянным радиусом земли (Вегенер, 1924), и расширяющейся Земли с соответствующим относительным перемещением континентов (Egyedl, 1956; Heezen, 1960; Иваненко, Сагитов, 1961; Нейман, 1963). Эти воззрения предполагают, что последний этап дрейфа континентов начался в мезозое. После первоначального большого успеха, идея дрейфа континентов, предложенная А. Вегенером, вскоре потеряла свою популярность. Однако большие успехи в изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии океанов за последнее десятилетие опять возродили эти представления, но уже на качественно новой основе.

Гипотеза новой глобальной тектоники, или расширения дна океанов за счет крупных горизонтальных перемещений литосферных плит, подкрепляется многими геофизическими и геологическими фактами, полученными при изучении строения дна океанов (Хаин, 1972). В настоящее время она активно разрабатывается многими зарубежными и некоторыми советскими исследователями. История возникновения и развития этой гипотезы представляет большой интерес и лишний раз доказывает плодотворность комплексного подхода к решению сложных теоретических проблем геотектоники. Последовательная успешная разработка «новой глобальной тектоники» опирается на крупнейшие открытия и достижения геологии и геофизики второй половины нашего века. Важнейшими из них являются: 1) данные палеомагнитологии — учения о магнитном поле Земли прошлых геологических эпох, которые убедительно доказали в 1950—1960 гг. систематические перемещения магнитного полюса в течение геологической истории развития Земли. Эти изменения положения магнитного полюса наиболее просто объясняются взаимными перемещениями блоков

литосферы относительно магнитной оси, совпадающей с осью вращения земли (Irving, 1957, 1964; Runcorn, 1956, 1962; Храмов, Шолпо, 1967);

2) открытие в период выполнения обширных геолого-геофизических исследований дна океанов по программе второго Международного геофизического года (1957—1958 гг.) планетарной системы структур срединно-океанических хребтов, общая протяженность которой превышает 60 000 км (Heezen, 1960, Heezen, Ewing, 1963, Леонтьев, 1968). Комплексная геолого-геофизическая характеристика этих структур убедительно доказывает, что в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов происходит подъем глубинного вещества из верхней мантии и образование новой океанической коры (Виноградов и др., 1969; Удинцев, 1965; Hess, 1964);

3) магнитные съемки в океанах обнаружили в пределах срединноокеанических хребтов симметричные относительно осевой рифтовой зоны положительные и отрицательные полосовые аномалии магнитного поля. Такой характер магнитных аномалий над срединноокеаническими хребтами Ф. Вайн и Д. Метьюс (1963 г.) объясняли тем, что при растяжении земной коры образуется рифтовая трещина, которая заполняется материалом, поступающим из верхней мантии. При застывании происходит намагничивание этих новых пород современным им магнитным полем с определенным направлением вектора намагниченности. С разрастанием океанического дна на поверхности образуются полосы пород, намагниченных в соответствии с существующим магнитным полем земли. Изменение знака геомагнитного поля на обратный приводит к тому, что другая порция глубинного вещества при остывании намагничивается в противоположном направлении. Таким образом создается полосовидное магнитное поле.

Изучение намагниченности лавовых потоков разного возраста на вулканических островах и осадков на дне океанов позволило составить палеомагнитную возрастную шкалу, охватывающую последние 4—6 млн. лет геологической истории (Bullard, 1969). Инверсии магнитного поля Земли можно проследить вглубь времен более чем на 70 млн. лет путем использования магнитных аномалий, наблюдаемых в океанах (Heirtzler, at al., 1968). Оказалось, что обращения магнитного поля сменяют друг друга с различными интервалами времени. В среднем изменение магнитного поля происходит один раз в миллион лет и, таким образом, появляется возможность по расстоянию между противоположно намагниченными участками коры определить скорость разрастания дна. Скорость разрастания на каждом склоне срединноокеанического хребта изменяется от 1 до 8 см/год (Heirtzler, 1970). Самая высокая скорость наблюдается на Восточно-Тихоокеанском поднятии, а самая низкая в северо-западной части Индийского океана на Аравийско-Индийском хребте;

4) открытие нового типа поперечных разломов, названных трансформными, в пределах структур срединноокеанических хребтов. Детальное изучение срединноокеанических хребтов показало, что структуры хребта не тянутся непрерывно, а разрезаны на части зонами разломов. Детальные исследования землетрясений в срединноокеанических хребтах выявили своеобразные особенности в распределении эпицентров и в характере напряжений в очагах землетрясений. Землетрясения происходят в рифтовой зоне и только на участке зоны разломов между двумя гребнями хребта.

За пределами этого участка относительного движения блоков земной коры, рассеченных трансформными разломами, не наблюдается, и землетрясений не происходит. В рифтовых зонах в очагах землетрясений преобладают горизонтальные напряжения растяжения вкрест простирания хребта, а в зонах трансформных разломов — горизонтальные напряжения сжатия (Sykes, 1967). Результаты изучения землетрясений убедительно доказали существование горизонтальных перемещений блоков земной коры по обе стороны от рифтовой зоны срединноокеанического хребта;

5) полосовое расположение магнитных аномалий в океанах позволяет предполагать, что дно океана может двигаться как твердая плита шириной в несколько тысяч километров. Толщина плиты, движущейся по кровле астеносферы, оценивается в 70—100 км, и контролируется в большей степени распределением температуры в недрах Земли. Так, в гребневых частях срединноокеанических хребтов с повышенным тепловым потоком мощность литосферных плит минимальная, а в рифтовых зонах она не превышает нескольких километров. Детальное изучение сейсмичности показало, что средняя глубина эпицентров землетрясений на расстояниях до 500 км от гребня хребтов не превышает 5—10 км и может быть еще меньше на хребтах с большой скоростью расширения.

Если две твердые плиты по обе стороны хребта, рассеченного зонами разломов, раздвигаются, перемещаясь по сфере, то их относительным движением должно быть вращение вокруг некоторой точки, называемой полюсом разрастания. Ось разрастания, вокруг которой происходит такое вращение, проходит через этот полюс и центр Земли. Скорости разрастания в любой точке хребта пропорциональны расстоянию этой точки до оси разрастания. Положение полюсов разрастания можно определить по простиранию зон разломов. Оси хребтов и магнитных аномалий обычно ориентированы почти под прямым углом к зонам разломов (Le Pichon, 1968, Morgan, 1968).

По комплексу геолого-геофизических данных вся поверхность земли была разделена на шесть плит (рис. 3). Границы плит проходят или по гребням хребтов, желобов, или по трансформным разломам. Каждая плита движется как более или менее единое целое, и активные тектонические процессы должны происходить главным образом вдоль краев плит. Это убедительно доказывается распределением эпицентров землетрясений.

Так как активные тектонические процессы приводят к изменению энергетического состояния в недрах земли, можно ожидать, что стандартное отклонение теплового потока σ от среднего значения будет больше на краях плит по сравнению с отклонением внутри плит. Действительно наблюдаемые стандартные отклонения σ не противоречат гипотезе новой глобальной тектоники. Большие значения σ наблюдаются приблизительно вдоль краев тектонических плит, а низкие внутри плит. Имеется несколько исключений, которые возможно обусловлены недостатком фактических данных или локальными условиями. Теоретические расчеты теплового поля над двигающейся в течение 10 млн. лет и более со скоростью 2 см/год (для Срединноатлантического хребта) и 4 см/год (для Восточно-Тихоокеанского поднятия) плиты мощностью 50 км также хорошо согласуются с наблюдаемыми над Срединноатлантическим хребтом и Восточно-Тихоокеан-

ским поднятием аномалиями теплового потока. Новый материал для плит поступает из верхней мантии по трещинам вдоль гребней срединноокеанических хребтов. В районе Тихоокеанского побережья и в районе развития островных дуг плиты погружаются под континент под углом около 45°.

Над зонами погружения плит отмечаются многочисленные землетрясения: от поверхностных вблизи побережья до глубоких, происходящих

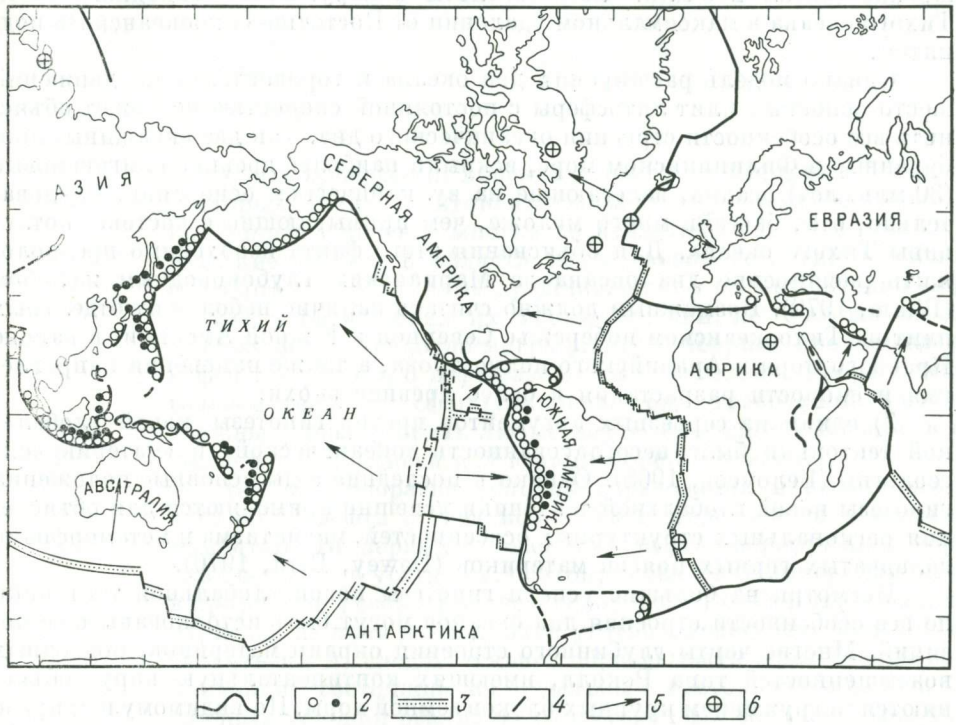


Рис. 3. Основные плиты литосферы (Ле-Пишон, 1968; сейсмические данные по Гутенбергу и Рихтеру, 1954; Баразанги и Дорман, 1969).

1 — внешняя граница плит; *2* — положение промежуточных и глубокофокусных землетрясений; *3* — внутренняя граница плит в пределах срединноокеанических рифтов; *4* — трансформные разломы; *5* — направления движения плит; *6* — центры вращения плит.

на глубинах до 700 км. Сейсмические волны от неглубоких землетрясений и взрывов вниз по плите распространяются быстрее, чем в других направлениях. Это хорошо согласуется с тем, что плита имеет относительно низкую температуру и повышенную плотность, по сравнению с верхней мантией, в которую она погружается (Isacks, at al., 1968);

6) гипотеза расширения дна океана подтверждается глубоководным бурением. Скважины, пробуренные исследовательским судном «Гломар Челленджер» по обе стороны от Срединноатлантического хребта, показали, что возраст осадков, залегающих непосредственно на вулканическом основании, увеличивается по мере удаления от гребня хребта почти в полном

соответствии с предсказанным по полосовым магнитным аномалиям и палеомагнитной шкале возрастом различных областей океана. Бурение в Тихом океане подтвердило, что наиболее молодые осадки плиоценового и плейстоценового возраста залегают непосредственно на вулканическом основании гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия. По мере удаления от гребня поднятия возраст осадков и базальтов увеличивается, и наиболее древние юрские (около 200 млн. лет) базальты обнаружены в западной части Тихого океана в максимальном удалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Однако модель расширения дна океана и горизонтальных движений шести основных плит литосферы с постоянной скоростью не может объяснить все особенности строения океанического дна. Так две скважины, пробуренные в Филиппинском море, вскрыли наиболее древние олигоценовые (30 млн. лет) осадки, залегающие на вулканическом основании. Следовательно, этот бассейн много моложе, чем примыкающие с востока котловины Тихого океана. Для объяснения этого факта необходимо предположить расширение дна океана за Марианским глубоководным желобом (Pimm, 1970). Возможным должно считать наличие небольших отдельных плит на Тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки, в районе Красного моря и Аравийского полуострова, а также изменения направления и скорости разрастания в более древние эпохи;

7) одним из серьезных аргументов против гипотезы новой глобальной тектоники была несогласованность «океанической» и «материковой» геологии (Белоусов, 1968). Однако в последние годы основные положения гипотезы новой глобальной тектоники успешно применяются для объяснения региональных структурных особенностей, магматизма и метаморфизма складчатых горных поясов материков (Dewey, Bird, 1970).

Несмотря на большие успехи гипотезы новой глобальной тектоники не все особенности строения дна океанов могут быть истолкованы с ее позиций. Многие черты глубинного строения окраин материков, подводных возвышенностей типа Роколл, имеющих континентальную кору, объясняются погружением крупных блоков земной коры. По-видимому в природе действует сложный механизм развития земной коры, проявляющий себя во времени и пространстве различным образом.

Поэтому неправильно сводить все многообразие геологических процессов к одному из двух основных направлений, названных мобилизмом и фиксизмом. Во всяком случае, уже сейчас все большее распространение получает мнение, что при образовании океанов имеет место расширение дна, формирование новой коры в рифтовых зонах и погружение окраинных частей материков.

Глава IV

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФТИ И ГАЗА И РАЗМЕЩЕНИИ ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ [1]

Опыт проведения поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений в континентальном секторе Земного шара, накопленный в течение многих десятилетий, и научно-исследовательские работы в области нефтегазовой геологии позволили выработать объективные представления о происхождении нефти и газа и размещении их месторождений, которые нашли свое выражение в осадочно-миграционной теории происхождения нефти и в учении о нефтегазоносных бассейнах. Теория нефтегазовой геологии сформулировала ряд требований, которым должны удовлетворять любые нефтегазоносные площади, в том числе и находящиеся под водами морей и океанов.

Все многообразие условий образования и существования скоплений нефти и газа может быть сведено к двум основным моментам. Во-первых, к наличию нефтегенерирующих пород, находящихся в условиях, благоприятных для эмиграции из них в природные резервуары углеводородов. Во-вторых, к наличию барьеров на пути движущихся углеводородов, способных задерживать их и, следовательно, образовывать зоны нефтегазонакопления, состоящие из отдельных месторождений. Эти два главных условия реализуются в осадочных бассейнах, получивших название нефтегазоносных.

Согласно теории осадочно-миграционного происхождения нефти и газа, разработанной Н. Б. Вассоевичем, А. А. Геодекяном, Н. А. Еременко, А. Э. Конторовичем, Ю. И. Корчагиной, С. П. Максимовым, М. Ф. Мирчинком, С. Г. Неручевым, В. А. Соколовым, А. А. Трофимуком, В. А. Успенским и другими, в качестве нефтематеринских пород могут выступать самые различные по литологии отложения, содержащие рассеянное органическое вещество и накапливающиеся в субаквальных, преимущественно морских условиях. Наиболее благоприятными являются породы, содержащие глинистую минеральную компоненту. Это собственно глины и аргиллиты, а также глинистые алевролиты и песчаники, глинистые карбонатные породы.

[1] При написании главы использован доклад А. А. Карцева, Н. Б. Вассоевича, А. А. Геодекяна и др. на 8-ом Мировом нефтяном конгрессе в 1971 г.

Эти отложения могут быть названы нефтематеринскими при условии содержания в них рассеянного углерода, превышающего кларковое, т. е. более 345 г/м³.

Нефтематеринский потенциал пород в определенной степени зависит от типа исходного органического вещества. Наиболее благоприятно сапропелевое (сапроидное) и смешанное сапропелево-гумусовое вещество. Это вполне понятно, так как основными нефтеобразующими компонентами являются относительно обогащенные водородом липоиды и их полимеризаты, свойственные в наибольшей степени сапропелевому веществу, характеризующемуся повышенным содержанием алифатических и полиметиленовых структур. Однако при определенных термобарических условиях в процессы углеводородообразования вовлекается и компоненты гумусового вещества.

Наличие потенциально нефтематеринских толщ, т. е. субаквальных отложений, содержащих определенное количество рассеянного органического вещества преимущественно сапропелевого типа, является необходимым, но недостаточным условием нефтеобразования. Для превращения нефтематеринских отложений в нефтепроизводящие, для образования и эмиграции из этих отложений углеводородов в породы-коллекторы нужна еще и достаточно высокая степень катагенетического преобразования пород и содержащегося в них органического вещества.

Нефтеобразование рассматривается как сложный многостадийный процесс, тесно связанный с литогенезом. По Н. Б. Вассоевичу и другим (1971 г.) выделяются три стадии (фазы) нефтеобразования: подготовительная, соответствующая диагенезу и ранней подстадии катагенеза, главная, отвечающая в основном началу и середине средней подстадии катагенеза, и затухающая, совпадающая с концом среднего катагенеза и поздним катагенезом. Выделение стадий и более мелких (подстадии, ступени и др.) подразделений литогенеза пород проводится различными способами, но чаще по отражательной способности витринита.

Исследования последних лет показали, что в современных отложениях, находящихся на стадии диагенеза, почти нет углеводородов C_2—C_{13}, являющихся основными компонентами бензиновых фракций нефтей. Из газов биохимическим путем образуется лишь метан. Наблюдаемые количественные соотношения между некоторыми соединениями в породах, например четными и нечетными алканами, резко отличны от соответствующих соотношений в нефтях. По завершении диагенеза углеводороды составляют лишь небольшую долю органического вещества в отложениях. Содержащаяся в илах вода при их уплотнении выжимается и в значительной своей части возвращается в водоем, где происходит осадконакопление. Вместе с водой уходят углеводороды. Таким образом, в процессе диагенеза отложений, практически процесс нефтеобразования отсутствует. Газообразование хотя и имеет место, но условия для накопления газа в рыхлых осадках неблагоприятны.

Подстадия раннего катагенеза наступает при погружении отложений на глубины в 1 км и более. В период раннего катагенеза происходит интенсивное уплотнение глинистых отложений и выжимание из них вод в коллекторы. С этими водами (как частично и со свободными водами, отжима-

емыми еще на стадии диагенеза) в коллекторы могут уходить образующиеся в ограниченных количествах углеводородные, а также и кислородные органические соединения, например, карбоновые кислоты.

Отложения, находящиеся на стадии раннего катагенеза, не играют сколько-нибудь существенной роли в образовании углеводородов.

Подстадия среднего катагенеза осадочных пород наступает на глубинах от 1—2 до 3—6 км. Глубины верхней и нижней границы зоны развития среднего катагенеза варьируют в зависимости от геотермических условий (интервал температур 60—160° С). Органическое вещество в породах при среднем катагенезе находится на каменноугольной стадии, отвечающей маркам углей от Д (длиннопламенные) до ОС (отощенные спекающиеся). Уплотнение глин сильно замедляется, но развиваются процессы перестройки структуры глинистых минералов.

Средний катагенез охватывает широкий диапазон условий, включающий переход от раннего катагенеза к среднему, когда протекают весьма существенные изменения органических веществ, принимающих участие в нефтеобразовании. На глубинах, где температуры превышают 60—80° С, что примерно соответствует началу подстадии среднего катагенеза, наблюдается заметное увеличение выхода битумоидной фракции дисперсного органического вещества пород. В составе дисперсного органического вещества осадочных пород появляются низкокипящие (ниже 325° С) жидкие углеводороды C_6—C_{13}. На глубинах, превышающих 1,5—2 км, они повсеместно встречаются, а с глубин около 2,5 км и более их количество в органическом веществе резко возрастает.

Происходит изменение в составе дисперсных высших алканов. По данным С. Г. Неручева, намечается массовое появление паравтохтонных и аллохтонных битумоидов в толщах отложений, претерпевших погружение на глубины 1,5—2 км и более.

Таким образом, с наступлением и развитием подстадии среднего катагенеза происходят очень существенные изменения состава дисперсных органических веществ в осадочной толще (включая и подземные воды), направленные в сторону увеличения содержания компонентов, приближающихся по характеру к нефтяным, а также дифференциация органических веществ на неподвижную и подвижную фазы,что составляет необходимые предпосылки для образования собственно нефти.

При сопоставлении данных по распределению состава рассеянного органического вещества, относящихся к диагенезу, подстадиям раннего и среднего катагенеза, достаточно ясно видна подготовительная роль первых и решающая роль последнего. В наступлении относительно резких изменений осадочных органических веществ при катагенезе решающими факторами служат температура и геологическое время.

Наступление главной фазы нефтеобразования не может не зависеть от исходного характера (фациального типа) органического вещества. Максимумы новообразования битумоидов и углеводородов в дисперсном органическом веществе сапропелевого типа приходятся на начальный этап среднего катагенеза, отвечающий образованию длиннопламенных углей, а в веществе гумусового типа — на более поздние этапы, соответствующие образованию газовых и жирных углей. Следовательно, процессы

нефтеобразования за счет сапропелевого вещества развиваются при менее жестких термобарических условиях, чем из гумусового.

Важнейшим фактором эмиграции углеводородов из пород можно считать резкое увеличение количества содержащихся углеводородов, приближающихся по составу к нефти, о чем шла речь выше. Другим важнейшим фактором является наличие агентов эмиграции — газов и вод.

Как известно, образование метана предшествует нефтеобразованию и сопутствует ему. Непрерывное нарастание количества генерируемого метана при катагенезе вплоть до поздних этапов не вызывает сомнений. Количество гомологов метана, присутствие которых в составе газов резко повышает растворимость нефти в газовой смеси, достигает максимума при среднем катагенезе.

Большинство кривых уплотнения глин с глубиной залегания показывают, что резкое замедление уплотнения происходит на глубинах около 2,5 км. При относительно высоких геотермических градиентах подстадия среднего катагенеза начинается уже на меньших глубинах и, следовательно, в этих случаях ресурсы такого агента эмиграции, как вода, вполне достаточны.

Однако при относительно небольших геотермических градиентах средний катагенез начинается на глубинах, на которых уплотнение глин уже значительно замедленно, в них уже не остается слабо связанных вод. Все же и на глубинах 3—4 км и более уплотнение глин продолжается. В ходе этого замедленного уплотнения из глин выжимаются в основном воды, освобождающиеся при перестройке структуры глинистых минералов. Наибольшие количества возрожденных вод появляются при превращении монтмориллонита (содержащего до 24% воды) в иллит и другие гидрослюды (не более 10% воды). Преобразование монтмориллонита в гидрослюды с выделением межслоевой воды может происходить в широком диапазоне глубин в зависимости от геотермических условий.

Главная фаза нефтеобразования, по-видимому, завершается еще на среднем этапе среднего катагенеза, а поздний этап среднего катагенеза характеризуется уже затуханием процессов нефтеобразования.

Что же касается подстадии позднего катагенеза (160—170° С), то судя по имеющимся данным, затухание процессов нефтеобразования в это время продолжается. Метанообразование достигает максимума, но на последнем этапе и оно затухает.

Благодаря трудам Н. Б. Вассоевича, И. В. Высоцкого, В. А. Соколова, была установлена определенная вертикальная зональность образования нефти в разрезе осадочных пород (рис. 4) в зависимости от их литогенеза. В зоне действия диагенеза, когда осадки еще не превратились в сцементированную породу, происходит образование главным образом метана, который будет мигрировать в атмосферу или растворяться в придонных водах. На стадиях катагенеза в породе образуется нефть и газ, а на глубинах более 7—10 км — только газ. Образование газа прекращается на глубинах 10—15 км, где осадочная порода под действием давления и температуры превращается в метаморфическую.

Следующее условие, которому должны удовлетворять нефтегазоносные регионы, является наличие в разрезе осадочных толщ пород-коллекто-

ров, в которые попадают образовавшиеся в процессе литогенеза природные газы и нефть. В течение длительного и мощного осадконакопления и породообразования в бассейнах формируются как проницаемые (песчаники, алевролиты, известняки и пр.), так плохо проницаемые толщи (глины, карбонатно-глинистые породы, соли).

Образование барьеров, способных задерживать мигрирующие углеводороды, имеет особое значение. Оно связано со складчатыми движениями конседиментационного и постседиментационного проявления, с блоковыми движениями по разломам, с вертикальными колебательными движениями, приводящими к формированию перерывов и к несогласному залеганию непроницаемых пород на проницаемых, с явлениями солянокупольного диапиризма. Барьеры, где есть или возможны месторождения нефти и газа, выделяются в качестве зон, или возможных зон, нефтегазонакопления.

Таким образом, сравнительно высокий уровень катагенного преобразования осадочных пород как следствие достаточно мощного осадконакопления и наличие барьеров как следствие тектонических движений — вот два непременных условия, определяющих любой континентальный или морской бассейн как нефтегазоносный или возможно нефтегазоносный.

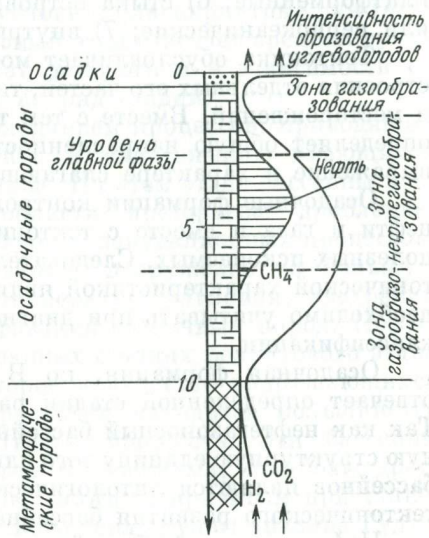


Рис. 4. Схема вертикальной зональности образования нефти и газа (по В. А. Соколову, 1970, с добавлениями).

Под нефтегазоносными бассейнами, учение о которых заложено И. О. Бродом (1964), понимаются области длительного и устойчивого осадконакопления, имеющих условия для образования нефти и газа и формирования их месторождений. Нефтегазоносные бассейны рассматриваются в качестве основного элемента нефтегеологического районирования крупных территорий. Представления Н. Б. Вассоевича о главной фазе нефтеобразования позволили обосновать очень важное теоретическое положение о том, что нефтегазоносный бассейн есть целостная автономная система, внутри которой в неразрывной связи реализуются все процессы, начиная от захоронения органического вещества и его преобразования и кончая формированием залежей нефти и газа, и что нефтегазоносность — это свойство осадочного бассейна, приобретенное им в процессе геологического развития по мере разрастания и углубления, которое он теряет при смене погружения воздыманием или при погружении на большие глубины. Тектоническое строение, уровень развития позволяют достаточно четко классифицировать осадочные бассейны. Используя сравнительный анализ и метод аналогий, можно оценить перспективы нефтегазоносности изучаемого бассейна.

Все нефтегазоносные бассейны возникают и развиваются в результате движения земной коры. Поэтому классификация их должна в первую очередь, учитывать тектоническую приуроченность бассейна. Б. А. Соколов (1968 г.) предложил выделять семь основных типов бассейнов, каждый из которых может быть подразделен на ряд подтипов: 1) внутриплатформенные; 2) внутрискладчатые; 3) стыка платформы с океанической структурой, или периконтинентально-платформенные; 4) стыка складчатого сооружения с океанической структурой, или периконтинентально-складчатые; 5) стыка платформы со складчатым сооружением, или складчато-платформенные; 6) стыка островных дуг с океаническими платформами, или периокеанические; 7) внутриокеанические.

Тектоника обусловливает морфологию бассейна в целом, специфику строения отдельных его частей, типы возможных зон нефтегазонакопления и месторождений. Вместе с тем тектоническое положение бассейна предопределяет общую направленность развития бассейна, что находит свое выражение в характере слагающих бассейн осадочных формаций.

Осадочные формации контролируют процессы генерации и миграции нефти и газа и вместе с тектоническими факторами аккумуляцию этих полезных ископаемых. Следовательно, осадочные формации наряду с тектонической характеристикой являются существенным фактором, который необходимо учитывать при диагностике нефтегазоносных бассейнов и их классификации.

Осадочная формация, по В. В. Белоусову, В. Е. Хаину и другим, отвечает определенной стадии развития структурных зон земной коры. Так как нефтегазоносный бассейн представляет отдельную самостоятельную структурную единицу того или иного типа, формации нефтегазоносных бассейнов являются литологическим выражением отдельных стадий геотектонического развития бассейна.

Нефтегазоносные бассейны проходят сложный путь развития. На отдельных его этапах и стадиях существуют благоприятные условия для формирования нефтеносных формаций, на других — неблагоприятные. С этим связано, то, что сходные по тектоническому положению и строению бассейны имеют далеко не одинаковую нефтеносность.

Развитие осадочного бассейна и превращение его в нефтегазоносный представляет собой достаточно сложный и длительный прерывисто-непрерывный процесс, подчиняющийся тектоническим законам. От того, как и по какому пути пойдет развитие бассейна, в конечном счете зависит и его нефтегазоносность. При этом надо всегда иметь в виду, что в природе осадочные бассейны одного и того же тектонического типа могут находиться на самых разных уровнях развития. Обычно именно этим, а не типом бассейна, может объясняться их различная нефтеносность.

По Б. А. Соколову (1968 г.), история существования нефтегазоносного осадочного бассейна состоит из трех основных этапов: заложения, или инициального; главного, или нефтегенерационного, разрушения, или реликтового.

Первый этап отвечает условиям зарождения и становления седиментационного бассейна, переходящего в осадочный, породный бассейн. Это выражается в отчетливой тенденции создания седиментационной компенси-

рованной впадины, заполняемой отложениями различного, но преимущественно грубообломочного, угленосного или осадочно-вулканогенного типа. В бассейне еще отсутствуют породы, достигшие стадии среднего катагенеза. Неблагоприятны также условия для образования скоплений углеводородов. Это объясняется тем, что движения, формирующие ловушки, проявят себя позже, в конце первого этапа.

Второй этап характеризуется мощными и длительными процессами осадконакопления и катагенеза отложений, которые на фоне общего прогибания могут кратковременно прерываться, что способствует формированию ловушек. На этом этапе создаются условия, благоприятные для генерации и аккумуляции нефти и газа. Главный этап отвечает времени существования нефтегазоносного бассейна как такового и в зависимости от типа бассейна может быть подразделен на ряд стадий.

Третий этап характеризуется преобладанием процессов, приводящих к разрушению нефтегазоносного бассейна и уничтожению имеющихся в его пределах месторождений нефти и газа. На этом этапе бассейны превращаются в приподнятые орогенные области, претерпевая дробление, складчатость, подвергаясь действию эрозионно-денудационных процессов, или испытывают резкое некомпенсированное погружение на большую глубину, где под действием больших температур, давления, внедрений магмы происходит энергичная метаморфизация осадочных пород. Нефтегазоносные бассейны, находящиеся на ранних стадиях реликтового этапа существования, могут содержать некоторое количество разрушающихся месторождений. На начальном этапе развития находится большинство осадочных бассейнов, имеющих небольшую мощность. Эти бассейны могут быть сложены не только молодыми отложениями, но и более древними, процесс формирования которых по каким-то причинам приостановился. Примером осадочного бассейна такого типа служит впадина Гудзонова залива, заполненная отложениями нижнего палеозоя, мощностью около 3 км.

Подавляющее большинство осадочных бассейнов, содержащих месторождения нефти и газа, находится на различных стадиях главного этапа. Направленность развития нефтегазоносных бассейнов и последовательного формирования осадочных формаций определяются тектоническим типом бассейна. В пределах морей и океанов известны бассейны всех типов. Их строение и нефтеносность будут рассмотрены ниже.

Глава V

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Анализ строения отдельных структурных элементов дна Мирового океана и рассмотрение требований, предъявляемых к нефтегазоносным регионам, позволяют оценить возможности нефтегазообразования и нефтегазонакопления в осадочном слое морей и океанов с целью проведения его нефтегеологического районирования. Нефтегеологическое районирование дна Мирового океана по существу сводится к выделению, или скорее к обособлению, индивидуальных осадочных, или осадочно-породных по Н. Б. Вассоевичу, бассейнов, которые будут нефтегазоносными в случае наличия в них нефтегенерирующих толщ и зон возможного нефтегазонакопления. Нефтегенерирующие толщи, как отмечалось выше, должны содержать в достаточном количестве рассеянное органическое вещество и находиться на стадии среднего катагенеза. Кроме того, в разрезе осадочных пород должно иметь место переслаивание проницаемых и непроницаемых слоев, а последние в результате тектонических, седиментационных и других процессов должны образовывать ловушки.

Строение осадочной толщи и осадкообразование в Мировом океане

В Мировом океане осадочная толща имеет непрерывное распространение. Исключение представляют отдельные изолированные участки, располагающиеся в осевых частях срединно-океанических хребтов и на склонах глубоководных желобов, где обнажаются вулканические породы, подстилающие осадочные слои. Непрерывность распространения осадочных пород в Мировом океане является одной из характерных черт строения океанической структуры, отличающей ее от континентальной, где распространение осадочного слоя имеет прерывистый характер, что связано с наличием на поверхности континентов крупных выходов кристаллических, метаморфических и вулканогенных пород.

По данным В. Е. Хаина и др. (1971), общий объем осадочных пород в океанах достигает 277 млн. км^3. Из них приходится на глубоководные котловины Индийского, Атлантического

и Арктического океанов около 84 млн. км³, а на Тихоокеанской талассократон — 30 млн. км³. Во впадинах окраинных морей содержится до 126 млн. км³, или 45% от всего объема осадочной толщи.

Осадочная толща дна собственно океана представляет собой единое геологическое образование, не имеющее, однако, однообразного строения ни по разрезу, ни по площади. По разрезу в ней различают два основных подразделения. Вверху развит слой рыхлых неконсолидированных или полуконсолидированных осадков, находящихся на стадии диагенеза; этот слой назван первым океаническим слоем. Его подстилают плотные консолидированные породы, переслаивающиеся базальтовыми потоками— второй океанический слой.

Мощность первого слоя находится в прямой зависимости от условий седиментации и батиметрии дна водоема. На подводных окраинах континентов в условиях мелководья мощность рыхлых отложений составляет первые десятки, реже 100 м и более. Их мощность значительно возрастает в глубоководных внутриконтинентальных, в окраинно-материковых морях, а также у континентальных подножий, достигая 2—3 км. Первый неконсолидированный слой широко развит в океанических котловинах. Здесь его мощность сравнительно невелика: первые сотни метров, до 1 км. Возраст рыхлого слоя во внутриконтинентальных и окраинно-материковых морях и на шельфе подводной окраины континентов обычно не древнее четвертичного, в океанических котловинах — раннемеловой — позднеюрский. Более древних отложений не было встречено.

Второй океанический слой на континентальной периферии Мирового океана и в переходной области изучен хорошо. Мощность его колеблется в значительных пределах, достигая 10 км и более. Стратиграфический диапазон отвечает всему фанерозою и даже позднему протерозою, как например у западного побережья Австралии. В океане консолидированный слой слагают лавы, возможно переслаивающиеся с подчиненными прослоями консолидированных осадочных пород. Ему свойственны высокие скорости прохождения сейсмических волн — от 4,5 до 5,5 км/с. Это свидетельствует о высокой степени уплотнения пород, характерной для пород, находящихся на высоких уровнях катагенеза или на начальной стадии метаморфизма. Возраст второго слоя не установлен, он изменяется по-видимому, в больших пределах. Верхний предел отвечает кайнозою, а нижний — мезозою, а возможно, и палеозою.

Большой объем морских литологических исследований, проведенный советскими и зарубежными учеными (П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, М. В. Кленова, Г. Б. Удинцев, А. В. Живаго, Д. Е. Гершанович, К. О. Эмери, Б. С. Хейзен, Ф. Шепард и др.), позволил составить представление об общих чертах накопления и литологии осадков Мирового океана.

Для внутриконтинентальных (мелководных и глубоководных) морей основным источником осадочного материала служит речной сток, береговая абразия и в меньшей степени биогенно-гидрохимические факторы. На типы накапливающихся осадков оказывают влияние также и климат.

В качестве примера типичного внутриконтинентального бассейна можно привести Каспийское море, в осадконакоплении которого

первостепенную роль играет терригенный материал. Основной источник осадочного материала в этом море речной сток. Суммарная величина твердого стока составляет 120—130 млн. т в год, причем две трети этого материала поступает из горных складчатых районов, а одна треть — с равнин платформы. Основная часть взвешенного материала, приносимого реками, отлагается в прибрежной зоне. Из растворенных солей речного стока наибольшее участие в осадконакоплении принимают карбонаты. Биогенный и хемогенный карбонат кальция в составе современных осадков Каспийского моря имеет подчиненное значение (Бордовский, 1964, 1971).

Если водоем находится в засушливом климатическом поясе при наличии прерывающейся связи с открытым морем и отсутствии опресняющего действия впадающих в него рек, наблюдается энергичное накопление соленосных толщ. В пределах Каспия таким солеродным бассейном является зал. Кара-Богаз-Гол. Многие из современных внутриконтинентальных водоемов в прошлом испытывали изоляцию от вод Мирового океана. И если они находились в жарком сухом климате, то в их пределах накапливались толщи эвапоритов. Геолого-геофизическими работами и глубоким бурением с корабля «Гломар Челленджер» в 1970 г. на дне глубоководных котловин Средиземного моря открыты мощные пласты солей и ангидритов миоценового возраста, переслаивающиеся с нормально морскими отложениями. Это объясняется тем, что Средиземное море периодически превращалось в замкнутый бассейн, не имевший связи с Атлантическим океаном.

Позднепермские соленосные отложения установлены в Северном море.

Очень своеобразны условия седиментации в глубоководном внутриконтинентальном Красном море. Здесь терригенная седиментация, связанная с абразией берегов, имеет второстепенное значение. В основном развито накопление карбонатно-химических осадков. Придонный слой воды представляет собой рассол поваренной соли. В составе растворенных газов присутствуют углекислый газ (52,4 $см^3$/кг), азот, аргон, а также углеводороды: метан — ($58 \cdot 10^{-3}$ мл/л), этан, пропан, пропилен, изобутан. Происхождение глубинных рассолов и рудных слоев трактуется по-разному. Наибольшим признанием пользуется гипотеза глубинного ювенильного образования гидротерм Красного моря.

Для внутриконтинентальных морей характерны большие скорости осадконакопления. Так, в Каспийском море она составляет десятки сантиметров в 1000 лет, в Красном море средняя скорость осаждения биогенного карбонатного материала — 3 см, а обломочного — 2 см в 1000 лет. В мелководных условиях процессы диагенеза обычно завершаются в верхних (до 50 м) слоях осадков. Многокилометровые толщи нижележащих пород находятся уже на различных этапах катагенеза. Однако в глубоководной части Каспийского моря из 20 км осадочных слоев 8 км представлены слабоконсолидированными породами со скоростями 2,6 км/с (Белоусов, 1968).

Процессы осадконакопления в морях переходной области, типа Берингова, Охотского, Японского, Мексиканского залива, имеют свою специфику. Как отмечают П. Л. Безруков и И. О. Мурдмаа (1971 г.), в окраинных морях наблюдаются сложные соотношения между терригенными (обломочными и глинистыми), вулканогенными и биогенными типами осадков.

В бореальных морях (Беринговом, Охотском) биогенные осадки представлены кремнисто-диатомовыми илами, в субтропических и тропических морях (Восточно-Китайское, Индонезийское и другие) — карбонатно-фораминиферовыми. Кроме того, в теплых морях широко развиты рифогенные образования (кораллово-водорослевые известняки). Преобладают восстановленные терригенные осадки, прослои турбидитов и пеплов. Прослои пепла имеют андезито-базальтовый, иногда липарито-дацитовый состав. Вблизи современных активных вулканов накапливаются пепловые туфы и туффиты.

Глубоководные желоба, сопряженные с островными дугами, заполняются слоистыми турбидитными толщами с ритмичной флишоидной слоистостью. В их составе отмечаются глинистые, обломочно-глинистые, обломочные терригенные и туффитовые осадки, прослои вулканических илитов, диатомовых илов и иногда карбонатных образований. В зависимости от близости и мощности источников питания терригенным или вулканокластическим материалом, а также в связи с климатической зональностью в составе осадков желобов и в темпах их накопления наблюдаются изменения (Безруков, Мурдмаа, 1971). В Курило-Камчатском и Алеутском желобах преобладают вулканокластические обломочно-глинистые осадки с прослоями кремнистых диатомовых илов и вулканических пеплов. В желобах тропических областей около больших островов (например, Новогвинейский желоб) превалируют восстановленные серые обломочно-глинистые осадки с карбонатными прослоями, образование которых связано с деятельностью мутьевых потоков. В осадках, накапливающихся с большой скоростью, содержатся растительные остатки. Вдали от материков (желоба Марианский, Тонга) преобладают окисленные глинисто-туффитовые осадки, часто близкие к пелагическим красным глинам с признаками турбидитов.

Мощности осадочных толщ в окраинных морях достигают 5 км и более, а в желобах колеблются от первых десятков метров до 1—3 км. Количественные соотношения в накоплении осадков различного происхождения можно проиллюстрировать на примере Берингова моря.

По данным А. П. Лисицына (1966 г.), годовой твердый сток в море составляет 105 млн. т, из которых девять десятых приходится на Юкон. Основным источником терригенного материала в западной части моря является береговая абразия. За счет размыва береговых террас в море поступает 200—400 млн. т осадочного материала. Однако основную роль в осадконакоплении играет биогенный материал. Количество последнего в Беринговом море оценивается в 4742 млн. т. Резкое преобладание биогенных осадков над терригенными рассматривается как характерная черта океанических водоемов.

В Беринговом море грубые терригенные осадки сосредоточены в северной и восточной его частях, а более тонкие — в южной глубоководной части. Пески и алевриты распространены на шельфе и в верхней части континентального подножия, а также на подводном хр. Ширшова до глубин в 2,5 км. Мелкоалевритовые илы развиты у основания континентального подножия, на склонах хр. Ширшова, во внешней части Анадырского залива. Дно Алеутской и Командорской котловин, частично Анадырского залива покрыто алеврито-глинистыми илами с аморфным кремнеземом.

На максимальных глубинах располагаются глинисто-диатомовые илы. Скорость накопления 10 см в 1000 лет.

Моря переходной области многими исследователями рассматриваются как сравнительно молодые мезозойско-кайнозойские образования. Поэтому стратиграфический объем накапливающихся отложений отвечает в основном мезозою — кайнозою и лишь в отдельных случаях палеозою. В мелководных частях бассейна катагенез отложений начинается сравнительно близко от придонных слоев. В глубоководных котловинах, а также и в желобах неконсолидированные отложения имеют мощность, достигающую 1 км и более. Так, морская скважина, пробуренная с «Гломар Челленджер» в районе Гавайских островов при глубине моря 2,5 км, прошла 1000 м кайнозойских неуплотненных осадков и была остановлена в олигоценовых образованиях.

Осадконакопление на подводной окраине гомогенного типа в значительной степени зависит от климатических условий. Как отмечают П. Л. Безруков и И. О. Мурдмаа (1971 г.), в высоких широтах при гумидном климате накапливаются терригенные обломочные и глинистые бескарбонатные осадки, среди которых широко представлены кремнистые диатомовые илы. Присутствует галечный материал ледового разноса. В более теплых широтах распространены разные сочетания терригенных и карбонатных осадков. Терригенные осадки преобладают в районах гумидного климата, а карбонатные в районах аридного климата. Изучение осадков Индийского океана (Безруков, 1964) показало, что в пределах подводных окраин смежных материков терригенный материал имеет подчиненное значение и образован в основном за счет денудации азиатского материка. В связи с малым поступлением терригенного материала с суши у побережья Африки, Аравии, Австралии зона терригенных отложений очень узкая и прерывистая; здесь происходит интенсивная аккумуляция карбонатных осадков биогенного происхождения. Характерные для этой зоны рифовые сооружения часто прослеживаются на большие расстояния. Так, протяженность Большого Барьерного рифа Австралии составляет несколько тысяч километров.

На подводной окраине Антарктиды идет отложение терригенно-айсберговых осадков. На шельфе преобладают малодисперсные осадки (Лисицын, 1963). На материковом склоне накапливаются мелкоалевритовые, алевритово-глинистые и глинистые илы. На глубинах 1—4,5 км появляются диатомовые илы. По мере удаления от берегов Антарктиды количество терригенного айсбергового материала уменьшается, а органогенное осадконакопление начинает превалировать (Бордовский, 1971).

Осадки шельфов имеют небольшую мощность и вниз по разрезу быстро сменяются консолидированными породами, имеющими в отдельных впадинах мощность до 5 км и более.

В верхних частях континентальных склонов устойчивая аккумуляция отсутствует. На крутых уступах современных осадков нет, здесь обнажаются более древние консолидированные слои. Вдоль подножья континентальных склонов обычно скапливается шлейф рыхлых осадков мощностью в центральных частях до 2 км, а в периферийных до нескольких сот метров.

На подводных окраинах кайнозойских складчатых систем (Тихоокеанское побережье Америки) и в сопряженных с ними (на юге) глубоководных желобах накапливаются слоистые обломочно-глинисто-туффитовые кремнисто-терригенные, кремнисто-диатомовые толщи. В желобах наблюдается многократное переслаивание акустически «прозрачных» и «непрозрачных» слоев, что типично для турбидитовых образований. Мощность осадков меняется в зависимости от климата. В Перуанско-Чилийском желобе в аридной зоне они незначительны, а южнее в гумидной зоне достигают 1,5—2 км (Безруков, Мурдмаа, 1971).

В океанических котловинах, удаленных от материков, в условиях низкой биологической продуктивности и минимальных скоростей осадконакопления (от 0,3—0,6 до 1—2 мм в 1000 лет) на глубинах от 4 до 7 км широко распространены красные глины. Они известны главным образом в аридных зонах океана, имеют небольшую мощность (менее 100 м). Глины глубоко окисленные, бескарбонатные, цеолитовые, нередко чередуются с палагонитовыми туфами.

В экваториальных зонах развиты диатомово-радиоляриевые и глинистые осадки мощностью до 400—600 м. На глубинах 3,5—4,5 км встречены кремнисто-карбонатные и глинисто-карбонатные биогенные илы. Критическая глубина распространения карбонатных осадков около 4,5 км, на бо́льших глубинах накапливаются глинистые или глинисто-кремнистые осадки.

Отложения океанических котловин на глубинах менее 4,5—5 км по простиранию замещаются специфическими глубоководными карбонатными осадками внутриокеанических поднятий, представленными кокколитово-фораминиферовыми разностями разного гранулометрического состава — от песчаного до пелитового. В районах интенсивного вулканизма в осадках отмечается примесь вулканокластических образований. Мощности карбонатных пелагических осадков сильно колеблются, достигая 1 км. Возраст осадочных толщ, подстилающих указанные осадки, различный от палеогена до поздней юры. В районе возвышенности Шатского под титонскими карбонатными отложениями с конкрециями кремней, вскрытыми глубоководным бурением, над базальтами залегает мощная, до нескольких сот метров толща осадков, относимая условно к юре и даже триасу.

На поднятиях ложа океана встречаются рифовые коралло-водорослевые и биогенно-обломочные отложения мощностью до 1,5 км. Скорость седиментации рифогенных пород на два-три порядка выше, чем на дне котловины. Рифы слагают отдельные подводные вершины, хребты (барьерные рифы), коралловые атоллы и архипелаги и являются характерным примером накопления мелководных толщ среди глубоководных областей. Начало их образования связывают с меловым периодом.

Некоторыми особенностями отличается осадконакопление в Арктическом океане (Н. Н. Лапина и др., 1971). Здесь в основном развиты терригенные осадки с небольшой примесью хемогенного и органогенного материала. В распределении гранулометрических типов осадков наблюдается большая пестрота. Химические и биологические процессы формирования осадков замедлены, содержание в породах хемогенных компонентов незначительно. В океанических котловинах формируются бескарбонатные,

местами слабомарганцовистые и слабожелезистые глинистые осадки. Скорость их накопления от 0,2 до 1,0 см в 1000 лет.

На срединноокеанических хребтах накапливаются два основных типа осадков: карбонатные и тектоно-вулканокластические. Первый тип, не имеющий сплошного распространения, представлен фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми песчано-алеврито-пелитовыми осадками, часто с выраженной слоистостью и другими признаками турбидитной седиментации. Иногда появляются кремнисто-карбонатные породы. Мощность осадков не выдержана, иногда достигает сотен метров. Возраст осадков неоген-четвертичный, а на крыльях хребтов — палеогеновый. Более древние осадки не встречены.

Тектоно-вулканокластический тип осадков распространен в глубоководных рифтовых ущельях и представлен маломощными обломочными и обломочно-глинистыми отложениями: турбидитами, оползневыми и обвальными накоплениями с прослоями переотложенных биогенных карбонатных осадков. Обломочный и глинистый материал образован за счет тектонического дробления и подводной денудации коренных пород рифтовой зоны при участии подводной базальтовой вулканической деятельности (Безруков, Мурдмаа, 1971).

Рассеянное органическое вещество в современных отложениях Мирового океана

Изучение рассеянного органического вещества в донных отложениях начато еще в 30-х годах А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым в СССР на Черном море и П. Траском в США. Позже эти исследования проводились многими геохимиками (В. В. Вебер, А. И. Горская, П. Смит, Б. А. Скопинцев, Е. А. Романкевич, Н. М. Вихренко и др.). Обобщение их работ сделано О. К. Бордовским (1971 г.), данные которого мы используем.

Органическое вещество в водной толще находится в истиннорастворенном, коллоиднорастворенном состоянии и в виде взвеси, состоящей из органического детрита и живых организмов. Общее количество $C_{орг}$ в Мировом океане оценивается в $2 \cdot 10^{12}$ т. Концентрация его меняется от 6—8 мг/л во внутренних бассейнах до 1—2 мг/л в открытом океане, а в придонных слоях достигает всего лишь 5—10% от общей массы. Главную часть составляет органическое вещество автохтонного происхождения, на долю аллохтонного вещества, поступающего в основном с речным стоком, приходится не более 1%. Даже в таких бассейнах, как Каспий, его количество составляет около 3%. Основным источником органического вещества является фитопланктон.

В процессе седиментации в осадок выпадают вместе минеральные и органические частицы, образующие сложную гетерогенную систему. С увеличением дисперсности отложений увеличивается концентрация в них органического вещества. Установлено, что средняя концентрация последнего несколько увеличивается в осадках внутренних водоемов и заметно уменьшается в осадках окраинных морей и периферийных частей океанов, достигая минимальных значений в океанических котловинах и на срединноокеанических хребтах.

В зависимости от типа бассейна изменяется также плановое распределение концентраций органического вещества. Во внутриконтинентальных морях типа Каспийского, максимальные значения приурочены к глубоководным глинистым илам. В окраинных бассейнах повышенные концентрации тяготеют к периферийным участкам. Чем больше продуцируется органического вещества в водоеме, тем большая его часть участвует в осадконакоплении. В бассейнах с пониженной биологической активностью лишь ничтожная доля органических веществ попадает в осадок. В Южном Каспии за 1000 лет осаждается до 6 г/см², в Беринговом море — до 0,9 г/см², у берегов Антарктиды — до 0,1 г/см², а в центральных частях океанов на участках развития красных глин — 0,001 г/см² и менее.

Органическое вещество современных морских и океанических осадков по составу близко к органическому веществу ископаемых осадочных пород. Оно содержит как компоненты, характерные для живого вещества (различные пигменты, липидоподобные образования — битумы, углеводы, аминокислоты), так и новообразования (гуминовые кислоты, нерастворимое органическое вещество и др.). Таким образом, уже в осадке органическое вещество несет в себе все исходные элементы, свойственные нефтям. Дальнейшее его преобразование на более поздних этапах литогенеза будет способствовать генезису нефти. Существенным моментом, как отмечает О. К. Бордовский, в этом является состояние органического вещества, т. е. запас его внутренней энергии. Только в условиях энергичного осадконакопления органическое вещество может избежать глубокой минерализации в стадию раннего диагенеза и сохранить потенциальный запас веществ для дополнительной генерации углеводородов. В этом отношении наиболее благоприятны зоны интенсивной седиментации тонко дисперсных осадков, существующие в бассейнах, развитие которых связано с подвижными структурными элементами как внутриконтинентального, так и окраинноматерикового типа. Изучение рассеянного органического вещества в осадочной толще Мирового океана показывает, что неравномерность его распределения зависит в первую очередь от тектонической обстановки осадконакопления.

Условия залегания осадочных толщ

Геолого-геофизическое изучение строения дна Мирового океана показывает, что условия формирования ловушек разного типа далеко не одинаковы для его различных частей. Наиболее благоприятны в этом отношении участки, в той или иной степени тяготеющие к континентальным элементам, характеризующимся сравнительно высокой подвижностью. Морские бассейны, развивающиеся на базе эпигеосинклинальных и эпиплатформенных впадин, на погружении окраин континентов, а также в пределах гетерогенных переходных областей, отличаются большим разнообразием дислокаций, осложняющих залегание осадочных слоев. По существу здесь развиты все типы ловушек, устанавливаемые для континентальных осадочных бассейнов. В подводных условиях формируются антиклинальные зоны конседиментационного и постседиментационного генезиса, поднятия,

обусловленные блоковыми движениями фундамента, соляным диапиризмом, зоны, связанные со стратиграфическими и литологическими несогласиями, погребенными рифовыми массивами, региональными тектоническими нарушениями и т. д.

В пределах ложа океанов наблюдается иная картина. Здесь отложения залегают практически горизонтально и осложнены конусами действующих или потухших вулканов (гайотов) и рифогенными сооружениями (атоллы, острова, рифы). Из-за отсутствия перекрывающих непроницаемых пород в этих зонах формирование ловушек исключено.

Сводовые поднятия дна океанических котловин, а также валообразные, горстовидные и приразломные линейные поднятия, имеющие очень крупные размеры (от нескольких сот до нескольких тысяч километров) не могут рассматриваться как возможные ловушки. Геофизические исследования пока не установили в их пределах локальных дислокаций. Исключение составляют лишь отдельные блоковые поднятия, имеющие строение, близкое к континентальному, и характеризующиеся сравнительно мощным осадочным разрезом. Это поднятия типа Роколл в Атлантике, Брокен в Индийском океане и несколько других. Происхождение этих поднятий дискуссионно. Если они представляют собой погруженные осколки материков, то в строении осадочной толщи можно встретить дислокации, присущие континентальным структурам.

В строении срединноокеанических хребтов, являющихся зонами молодых движений и активной вулкано-тектонической деятельности, также нет оснований обнаружить благоприятные условия для формирования ловушек. Сама природа этих сооружений, связанных с дроблением, растяжением и внедрением магматических пород не может способствовать созданию зон аккумуляции нефти и газа. Как правило, неблагоприятны структурные условия и в осадочных толщах глубоководных океанических желобов.

Глава VI

НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Изучение условий осадконакопления и строения осадочной толщи дна Мирового океана, а также распределения рассеянного органического вещества и особенностей распространения ловушек позволяет провести нефтегеологическое районирование акваторий, выделив различные по типу возможно нефтегазоносные и нефтегазоносные бассейны.

Осадочная толща дна Мирового океана представляет собой сложную систему впадин, занятых разными по мощности и степени консолидации осадками и осадочными породами. Только те из них, которые являются мощными осадочно-породными бассейнами, могут рассматриваться в качестве нефтегазоносных. Распределение этих бассейнов в пределах Мирового океана обнаруживает определенную закономерность. Во-первых, они приурочены к подводным окраинам континентов, протягиваются в виде полос в зоне перехода континентальной структуры в океаническую. Во-вторых, бассейны развиты в переходных областях, где наблюдаются сложные взаимоотношения между погруженными блоками субконтинентального строения, глубоководными котловинами и геоантиклинальными поднятиями островных дуг.

В пределах этих участков дна Мирового океана отмечаются благоприятные существующие или существовавшие в прошлом условия для захоронения органического вещества и преобразования его в нефть, повышенные значения геотермического градиента, способствующие ускорению процессов катагенеза, наличие ловушек различного типа.

Существование собственно внутриокеанических осадочно-породных бассейнов нельзя считать доказанным. Однако не исключено, как об этом уже упоминалось, что в океане могут существовать погруженные блоки субконтинентального строения, содержащие достаточно мощные тела осадочных пород, удовлетворяющие требованиям нефтегазоносных бассейнов.

На блоках континентальной коры процессы формирования осадочно-породных бассейнов могут продолжаться и в настоящее время. В этом случае в их пределы распространяются мелководные или глубоководные моря, накладывая определенную

специфику на строение бассейнов. Бассейн имеет черты незавершенного развития. Все процессы нефтегазообразования и накопления протекают на фоне прогибания и продолжающегося формирования верхних частей осадочного разреза. Поэтому на континентах могут существовать нефтегазоносные бассейны, занятые морскими водоемами и приуроченные к областям прогибания различного типа: внутриплатформенным, внутрискладчатым, стыка платформ со складчатыми сооружениями.

Исходя из анализа строения осадочной толщи Мирового океана, В. Е. Хаин (1970 г.) предлагает выделять несколько главных поясов нефтегазообразования: эпигеосинклинальных впадин и прогибов, перикратонный и периокеанический. Каждый пояс подразделяется в свою очередь на две группы (Левин, Хаин, 1971). Эти пояса по существу объединяют большинство бассейнов, группирующихся в указанные выше семь типов: внутриплатформенные; внутрискладчатые; складчато-платформенные; периконтинентально-платформенные; периконтинентально-складчатые; складчато-океанические, или периокеанические, и внутриокеанические. Типы бассейнов делятся на подтипы. Среди последних во многих случаях можно выделить разновидности, отражающие специфику геологического развития, строения и нефтегазоносности.

Нефтегазоносные бассейны, связанные с внутриплатформенными областями прогибания, в зависимости от возраста фундамента делятся на три подтипа: докембрийские, эпипалеозойские и имеющие разновозрастный фундамент. Возраст фундамента определяет подвижность данного участка платформы и возможный стратиграфический диапазон осадочного разреза. В каждом подтипе можно выделять бассейны, связанные со стабильными и активизированными платформами, которые отличаются как характером обрамления, так и условиями формирования осадочной толщи на современном этапе существования бассейнов. По структуре различают бассейны, приуроченные к синеклизам, грабенам и грабен-синеклизам.

Бассейны внутрискладчатого типа, связанные с областями прогибания в складчатых системах, по возрасту этих систем делятся на три подтипа: палеозойские, мезозойские и кайнозойские. По положению относительно складчатого сооружения различают бассейны, приуроченные к тыловым прогибам, синклинориям и грабен-синклинориям внутри складчатых сооружений, к межскладчатым прогибам, связанным с погребенными или приподнятыми срединными массивами.

Складчато-платформенные бассейны делятся по возрасту складчатого сооружения на подтипы: байкальские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские. По характеру выражения в рельефе как платформенного, так и складчатого обрамления выделяются бассейны с четким складчатым и платформенным обрамлением, с погребенным платформенным и с погребенным складчатым обрамлением. Эти бассейны располагаются на передовых прогибах, перикратонных опусканиях и в зонах шовного сочленения платформ и складчатых сооружений. Особую группу в рассматриваемом типе составляют бассейны, заходящие в пределы океанического ложа.

В типе периконтинентально-платформенных бассейнов по возрасту платформы, образующей подводную окраину материка, различаются два

подтипа: докембрийский и эпипалеозойский. По характеру внутреннего обрамления, обращенного в сторону суши, выделяются бассейны со сглаженным платформенным обрамлением и блоковым обрамлением. Внешнее обрамление таких бассейнов может быть как погребенным, так и приподнятым.

Периконтинентально-складчатые бассейны по возрасту складчатой периферии материка делятся на два подтипа: мезозойский и кайнозойский. Акваториальные части таких бассейнов могут быть связаны с глубоководными желобами или со сложно расчлененным шельфом — бордерлендом.

Тип периокеанических бассейнов связан с осадочно-породными бассейнами, формирующимися по периферии современных геосинклинальных сооружений, выраженных островными дугами. В этом типе различают два подтипа. Первый подтип располагается с внутренней стороны дуги, в пределах окраинного моря; второй — располагается с внешней океанической стороны. Первый подтип бассейнов характеризуется более широким стратиграфическим диапазоном отложений, отвечающим палеогену, неогену и четвертичным, второй слагают неоген-четвертичные породы. Поэтому первый подтип бассейнов назван кайнозойским, а второй — современным. В первом подтипе выделяют бассейны: с выраженным двусторонним обрамлением и с односторонним обрамлением.

Внутриокеанические бассейны на более дробные подтипы не подразделяются.

Кроме структурно-тектонической типизации бассейнов, представляется целесообразным различать бассейны по их связи с водами Мирового океана. Если бассейн частично или полностью находится под водами моря, это свидетельствует о том, что он располагается в зоне устойчивого прогибания и что в его пределах продолжаются процессы формирования осадочно-породного бассейна. В теле бассейна более активно идут процессы нефтегазообразования и формирования месторождений. Это свидетельствует также и о ранних этапах развития нефтегазоносного бассейна.

Предлагается различать четыре разновидности бассейнов: терральная, аквальная, акватерральная и терраквальная. Первые две разновидности характеризуют бассейны, полностью осушенные или погруженные под воды моря. Акватерральные — это бассейны, в большей части осушенные, в меньшей затопленные. Терраквальные бассейны лишь частично осушены и в основном находятся под водой. Нефтегазоносные бассейны выделенных типов могут состоять в различных отношениях с водами Мирового океана.

Глава VII

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ИНДООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА

В состав Индоокеанского сегмента входит собственно Индийский океан и сопряженные с ним Красное, Аравийское, Тиморское, Арафурское и Андаманское моря, Аденский, Персидский, Оманский и Бенгальский заливы. Его площадь составляет около 75 млн. км^2. Обрамление сегмента представляют высоко приподнятые континентальные блоки Африки, Аравии, Индостана, Австралии, Тасмании и Антарктиды, на северо-востоке граница сегмента проходит вдоль островной дуги отвечающей западной ветви Зондских островов (рис. 5).

Для рельефа дна внутренних частей Индийского океана характерно наличие большого количества крупных и протяженных подводных хребтов и поднятий, в том числе и срединно-океанических хребтов. Эти возвышенные элементы рельефа дна в северной половине океана имеют меридиональное или близкое к нему простирание, а в южной — субширотное.

Индоокеанский сегмент геолого-геофизическими работами сравнительно хорошо изучен. Исключение составляет лишь южный сектор. Заметный прогресс в изучении строения дна Индийского океана связан с комплексными геолого-геофизическими исследованиями по программе Международного геофизического года в 1957—1958 гг., с созданием Международной Индоокеанской экспедиции. Кроме геолого-геофизических исследований в краевых частях Индоокеанского сегмента проводится морское глубокое бурение, уже открыт ряд месторождений нефти и газа.

Геологическое строение

Индоокеанский сегмент обрамлен массивами древних платформ Африкано-Аравийской, Индостанской, Австралийской и Антарктической, составлявшими некогда единый материк Гондвану. Лишь на севере и северо-востоке ограничение образовано линейными альпийскими складчатыми зонами Загроса, Макрана и Зондских островов, а на юго-западе — палеозойско-раннекиммерийскими складками широтно расположенных Капских гор (рис. 6). Во внутренних частях сегмента имеются три

небольших платформенных «осколка», представленные островами Мадагаскар, Шри Ланха (докембрийские платформы) и эпипалеозойская платформа о. Тасмания. Краевые части платформ характеризуются полигональным очертанием при преобладании ортогональных ограничений. Конфигурацию береговой линии повторяет и край шельфовой зоны.

Вдоль края гондванских платформ прослеживается система сравнительно узких серповидных в плане прогибов, осушенная часть которых отвечает прибрежным равнинам, а подводная — шельфу. Со стороны суши прогибы ограничены выступающими в виде возвышенностей блоками фундамента, ступенчатое погружение которых определяет их внутреннюю структуру. Наибольшей ширины (до нескольких сот километров) прогибы достигают в средних частях, где к ним со стороны континента обычно косо причленяются внутриплатформенные грабены — рифты, занятые долинами рек, озер, морских заливов и даже морей. Примером последних являются грабены Суэцкого и Камбейского заливов и Красного моря. К периферийным окончаниям ширина прогибов заметно уменьшается вплоть до полного замыкания. Это связано с наличием поперечных блоковых поднятий, прослеживающихся и в пределы шельфа. Со стороны океана прогибы ограничены погребенными узкими поднятиями. Элементами этих поднятий, выраженными в рельефе, могут служить о. Шри Ланха, п-ов Катиавар, Лаккадивские острова и др.

Прогибы выполнены мощными (до 5—10 км) толщами мезозойских и кайнозойских отложений. В некоторых из них (Перт и Карнарвон в Австралии) развиты палеозойские и верхнепротерозойские образования. Нижние части разреза обычно представлены континентальными, континентально-лагунными и эвапоритовыми породами, а верхние — морскими терригенно-карбонатными и прибрежными терригенными.

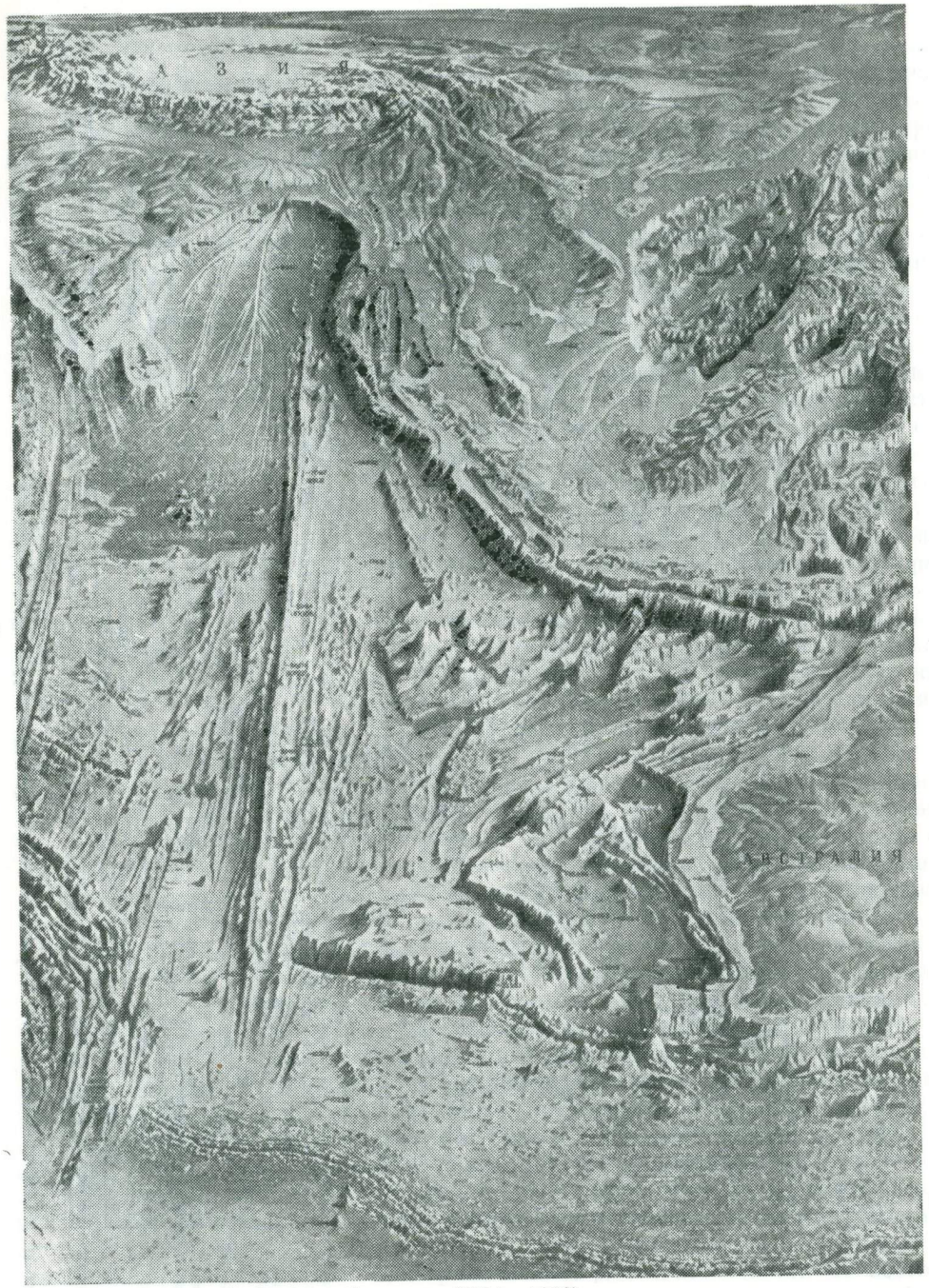
Некоторые отличия наблюдаются в строении северной окраины Австралии, где располагается ряд крупных депрессионных структур — синеклиза Каннинг, заливы Бонапарта и Карпентария, глубоко вдающихся в тело платформы, а обширные шельфы (Роули, Сахул) распространяются далеко в океан. К востоку эти краевые части австралийской платформы, занятые водами Тиморского и Арафурского морей и залива Карпентария, сопрягаются с молодыми складчатыми дугами южной части Индонезийского архипелага, образуя формирующиеся краевые прогибы.

Аналогично геологическое строение северо-западного угла Индоокеанского сегмента. Здесь Персидский залив занимает наиболее прогнутую часть Месопотамского краевого прогиба, расположенного на стыке Аравийской платформы со складчатой системой мегантиклинория Загросских гор. Загросский мегантиклинорий представлен сложно дислоцированными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В сторону платформы складки становятся более спокойными, а на юго-востоке имеют соляно-купольную природу.

Строение северного и северо-восточного обрамления Индоокеанского сегмента обусловлено соответственно складчатыми зонами Макранского побережья и Бирмано-Яванской (Зондской) островной дуги.

Макранское побережье протягивается в широтном направлении более чем на 1100 км и представляет собой крупный Прибрежномакранский

Рис. 5. Схема рельефа дна Индийского океана (составлена



Национальным географическим обществом США, 1968).

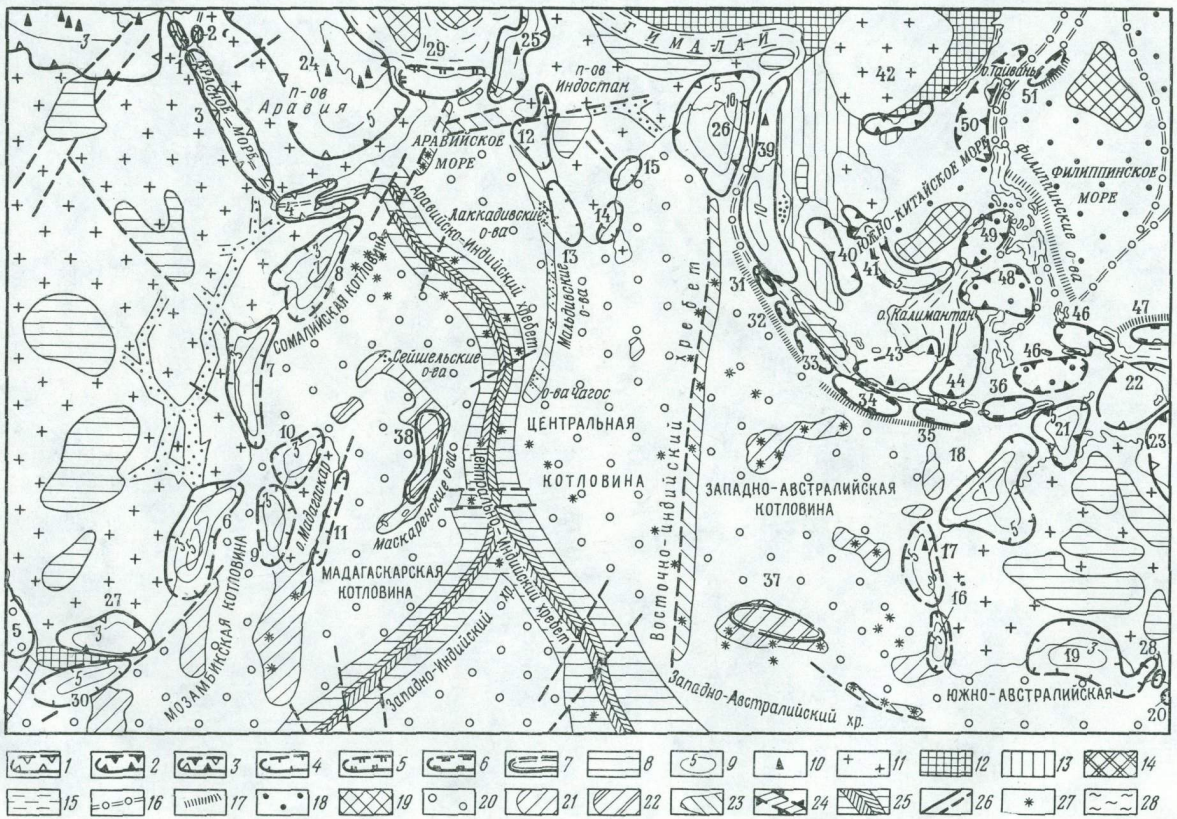

ГИМАЛАИ
п-ов Аравия
п-ов Индостан
о. Тайвань
Красное море
Аравийское море
Лаккадивские о-ва
Аравийско-Индийский хребет
Мальдивские о-ва
Сейшельские о-ва
о-ва Чагос
Маскаренские о-ва
Центрально-Индийский хр.
Западно-Индийский хр.
Восточно-Индийский хребет
Западно-Австралийский хр.
Южно-Китайское море
Филиппинские о-ва
Филиппинское море
о. Калимантан
о. Мадагаскар
Сомалийская котловина
Мозамбикская котловина
Центральная котловина
Мадагаскарская котловина
Западно-Австралийская котловина
Южно-Австралийская

Рис. 6. Схематическая карта нефтегазоносных бассейнов Индийского океанического сегмента (составили Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, А. М. Серегин).

Границы нефтегазоносных бассейнов различного типа: *1* — внутриплатформенных, *2* — внутрискладчатых, *3* — складчато-платформенных, *4* — периконтинентально-платформенных, *5* — периконтинентально-складчатых, *6* — периокеанических, *7* — внутриокеанических, *8* — бассейны на континенте, *9* — изопахиты отложений в км; *10* — нефтяные и газовые месторождения; *11* — древние (докембрийские) платформы; *12* — молодые (эпипалеозойские) платформы и области палеозойской складчатости; *13* — области мезозойской складчатости; *14* — срединные массивы мезозойской складчатости; *15* — области альпийской и тихоокеанской складчатости; *16* — геоантиклинальные зоны островных дуг; *17* — глубоководные желоба; *18* — глубоководные котловины; *19* — массивы (блоковые и срединные), выраженные в рельефе дна, *20* — океанические платформы (талассократоны); *21* — сводовые и валообразные поднятия; *22* — то же, с корой континентального типа; *23* — горстовые и приразломные поднятия; *24* — структурные пороги с корой различного типа; *25* — срединноокеанические хребты; *26* — разломы; *27* — вулканы, *28* — погруженная складчатая зона.

Бассейны: 1 — Суэцкий, 2 — Акаба, 3 — Красного моря, 4 — Аденский, 5 — Капский, 6 — Мозамбикский, 7 — Руфиджи, 8 — Сомалийский, 9 — Морондава, 10 — Мажунга, 11 — Восточно-Мадагаскарский, 12 — Камбейский, 13 — Малабарский, 14 — Индо-Цейлонский, 15 — Годавари, 16 — Перт, 17 — Карнарвон, 18 — Каннинг, 19 — Юкла, 20 — Отуай, 21 — Тиморский, 22 — Арафурский, 23 — Карпентария, 24 — Персидского залива, 25 — Нижнеиндский, 26 — Бенгальский, 27 — Карру, 28 — Сент-Винсент, 29 — Макранский, 30 — Агульяс, 31 — Никобарский, 32 — Ниас, 33 — Ментавай, 34 — Южно-Яванский, 35 — Ломбок, 36 — Саву, 37 — Брокен, 38 — Маскаренский, 39 — Ираваддийско-Андаманский, 40 — Таиландский, 41 — Калимантан-Меконгский, 42 — Тонкин-Синэянский, 43 — Яванско-Калимантанский, 44 — Восточно-Калимантанский, 45 — Банда, 46 — Западно-Новогвинейский, 47 — Северо-Новогвинейский, 48 — Сулавеси, 49 — Сулу-Палаванский, 50 — Тайваньский, 51 — Рюкю.

прогиб. В его пределах развиты плиоценовые и четвертичные молассовые толщи, смятые в крупные умеренно крутые симметричные складки, осложненные на востоке грязевым диапиризмом. Эти складки, по-видимому, протягиваются и в пределах шельфа, постепенно расплываясь в сторону континентального склона.

Северо-восточное обрамление Индийского океана образовано гигантской системой кайнозойской складчатой островной дуги, начинающейся на континенте в Бирме и заканчивающейся на Новой Гвинее. Общая протяженность дуги превышает 8 тыс. км. Строение дуги как по простиранию, так и вкрест простирания неоднородно. Рельеф, тектоническое строение, интенсивность вулканической деятельности, сейсмичность, характер гравитационного поля — все говорит о том, что эта тектоническая зона является геосинклинальной областью, отдельные участки которой находятся на различных стадиях развития. Поздним стадиям отвечают краевые (Бирманская и Новогвинейская) и средняя (Суматра-Яванская) части дуги, а промежуточные звенья (Андаманское, Тиморское) — ранним стадиям.

В строении дуги принимают участие мезозойские и кайнозойские осадочно-вулканогенные породы, смятые в складки различной интенсивности. В поперечном направлении в строении дуги выделяются системы крупных антиклинальных поднятий и впадин, заполненных мощными осадочными и эффузивными толщами. Наиболее молодые впадины заняты водами океана, например прол. Ментавей и море Саву. Ограничивающие впадины геоантиклинали составляют в основном приподнятые элементы морского дна, но иногда в виде отдельных островов они поднимаются над водой.

С внешней (океанической) стороны геоантиклиналей островной дуги располагается очень крупный Яванский, или Зондский, глубоководный желоб, рассматриваемый в качестве современной геосинклинали. В Бенгальском заливе желоб неглубокий. К югу глубина его постепенно увеличивается до 2,7—3,6 км и в районе Явы достигает 7,5 км. К востоку глубина желоба уменьшается, и у о. Роти

он замыкается. На его продолжении располагается Тиморский прогиб с максимальной глубиной 3,3 км и прогиб Кай (3,6 км). Яванский желоб отличает относительно широкое до 90 км выровненное дно и большая мощность осадочного слоя, оцениваемая на широте Зондского пролива в 3000 м. На северном продолжении Яванского желоба в пределах материка располагается Бенгальский краевой прогиб, выполненный неоген-четвертичной молассой.

В строении обрамления Индоокеанского сегмента ограниченное участие принимают и палеозойские складчатые системы, развитые на юге Африки и на Тасмании.

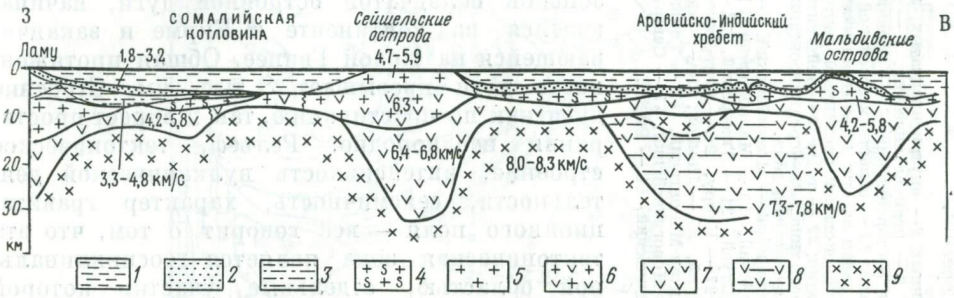


Рис. 7. Схематический разрез по профилю Ламу (Африка) — Сейшельские острова — Мальдивские острова (Гайнанов, Строев, 1967).

1 — вода; *2* — неуплотненные осадки, $\rho = 2{,}0 \div 2{,}3$ г/см³; *3* — осадочные отложения, $\rho = 2{,}4 - 2{,}5$ г/см³; *4* — осадочно-вулканогенные отложения (надбазальтовый слой) $\rho = 2{,}6$ г/см³; *5* — гранитный слой, $\sigma = 2{,}7$ г/см³; *6* — второй гранитный слой Сейшельских островов, $\rho = 2{,}8$ г/см³; *7* — базальтовый слой, $\rho = 2{,}9 \div 3{,}0$ г/см³; *8* — аномальная верхняя мантия, $\rho = 3{,}1$ г/см³; *9* — верхняя мантия, $\rho = 3{,}3$ г/см³.

Капская складчатая система составляет южное обрамление Африканской платформы. В ее строении принимают участие палеозойские и мезозойские отложения — Капская серия (силур — нижний карбон) и Карру (карбон — триас), смятые в сравнительно спокойные складки. В ядрах отдельных поднятий выступают докембрийские кристаллические породы.

Как отмечает В. Е. Хаин (1971 г.), тектоническая природа Капской складчатой системы остается не ясной. Ограниченный период погружения, умеренная мощность отложений и интенсивность складчатых деформаций, отсутствие проявлений магматизма и метаморфизма — все это делает Капскую зону не типичной геосинклинальной областью. Предполагается, что у Капской зоны имеется аналог в Южной Америке, где одновозрастные складки выделяются между Бразильским щитом и Патагонским массивом на широте Капских гор. Однако это не дает возможность более определенно судить о строении южного окончания Африканского континента.

В последние годы в связи с поисками нефти на южном крыле Капского складчатого сооружения (Leyden at al., 1971) в шельфовой зоне был установлен прогиб, сложенный меловыми и третичными отложениями мощностью 4—6 км, содержащими третичные вулканиты.

Крайнее юго-восточное обрамление Индоокеанского сегмента образовано крупным блоковым поднятием о. Тасмания, представляющим эле-

мент палеозойской складчатой системы, тянущейся в меридиональном направлении через всю Восточную Австралию. На палеозойский складчатый комплекс налегают морские отложения мела и кайнозоя, для которых характерна блоковая тектоника.

Во внутренних частях Индоокеанского сегмента выделяются глубоководные котловины, разделенные глыбовыми или валообразными хребтами и возвышенностями и срединноокеаническими хребтами (рис. 7, 8). Статистическая обработка имеющихся сейсмических данных о строении земной коры котловин Индийского океана (Непрочнов, 1970) дает следующие преобладающие значения скоростей и мощностей основных слоев земной коры: слой неуплотненных осадков — скорость продольных сейсмических волн около 2 км/с, мощность 0,2—0,6 км; второй океанический слой — скорость 5,0—5,5 км/с, мощность 1—3 км, третий, или базальтовый, слой — скорость 6,5—7,0 км/с, мощность 3—5 км. Поверхность Мохоровичича характеризуется скоростью 8,1 км/с. Наименьшие мощности земной коры, менее 4 км, выявлены в Сомалийской и Кокосовой котловинах. В котловинах мощность земной коры тоже не постоянна. Так, в Сомалийской котловине она меняется от 4 до 10 км. В большинстве котловин океана осадочные породы залегают на втором океаническом слое, и только в северной части Центральной котловины непосредственно на базальтовом слое. Слой неуплотненных осадков на одних участках почти однороден, а на других в нем выделяются одна-две промежуточных отражающих границы, залегающих спокойно, согласно с поверхностью дна. Второй океанический слой имеет сложное строение, особенно вблизи хребтов. Рельеф поверхности этого слоя почти везде более изменчив, чем рельеф дна.

Котловины Индийского океана характеризуются интенсивными положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге амплитудой до $+300$—$+400$ миллигал. Наиболее повышенными аномалиями Буге до $+400$ миллигал выделяется северная часть Западно-Австралийской котловины. На западном продолжении этой области в Центральной котловине также прослеживается узкая зона повышенных аномалий Буге. По-видимому, эта зона пересекает Восточно-Индийский хребет, где на широте 20° наблюдается повышение аномалий Буге от $+180$ до 280 миллигал. Интересно отметить, что примерно с этой полосой повышенных положительных аномалий Буге совпадает область интенсивных магнитных аномалий, предположительно широтного простирания (Le Pichon, Heirtzler, 1968), а также субширотная зона сейсмичности (Sykes, 1970).

По имеющимся немногочисленным данным Африкано-Антарктическая котловина также характеризуется повышенными (до $+412$ миллигал) аномалиями Буге. Австрало-Антарктическая котловина отличается аномалиями в $+280 \div +300$ миллигал, южная часть Мозамбикской котловины — аномалиями до $+400$, северная — аномалиями до $+360$ миллигал. Западная более глубоководная часть Сомалийской котловины выделяется повышенными (до $+380$ миллигал) аномалиями Буге по сравнению с восточной частью, расположенной между Маскаренским и Срединно-индийским хребтами ($+320$ миллигал). Мадагаскарская котловина характеризуется аномалиями Буге $+360$ миллигал, лишь в наиболее

глубокой узкой восточной части с глубинами до 6400 м аномалии Буге возрастают до +430 миллигал. В котловине Крозе аномалии Буге достигают +360 миллигал.

Для большинства глыбовых или валообразных хребтов, разделяющих глубоководные котловины Индийского океана, характерно наличие сравнительно мощного (от 0,3—0,5 до 0,8—1,0 км) осадочного слоя, залегающего на породах со скоростями продольных волн 4,0—5,5 км/с и мощностью 6—8 км. Эти слои подстилаются базальтовым слоем со скоростями 6,5—6,8 км/с. Мощность земной коры увеличена до 17—20 км. Некоторые из хребтов, например Западно-Австралийской, имеют квазиконтинентальную структуру земной коры (Francis, Raitt, 1967). Не исключено, что границы со скоростями продольных волн 5,8 и 6,07 км/с относятся к гранитному слою. Такого же типа структуры земной коры возможны на подводном хребте Кергелен, острове Крозе и других поднятиях

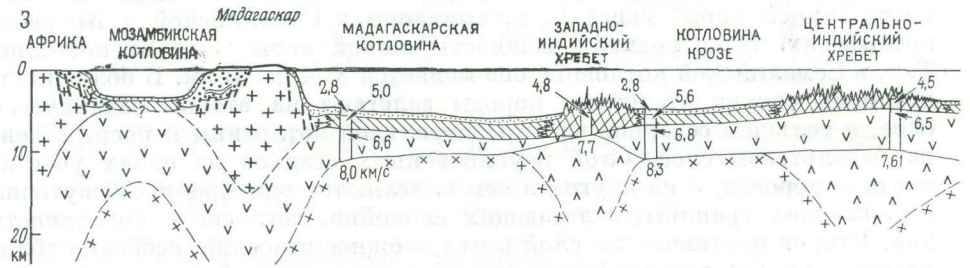


Рис. 8. Схематический разрез по профилю Африка — Мадагаскар — Австралия (составил А. Г. Гайнанов).

1 — рыхлые осадки; *2* — осадочные породы; *3* — второй океанический слой; *4* — кора срединно-океанических хребтов, *5* — гранитный слой; *6* — базальтовый слой, *7* — аномальные породы верхней мантии; *8* — породы верхней мантии; *9* — разломы.

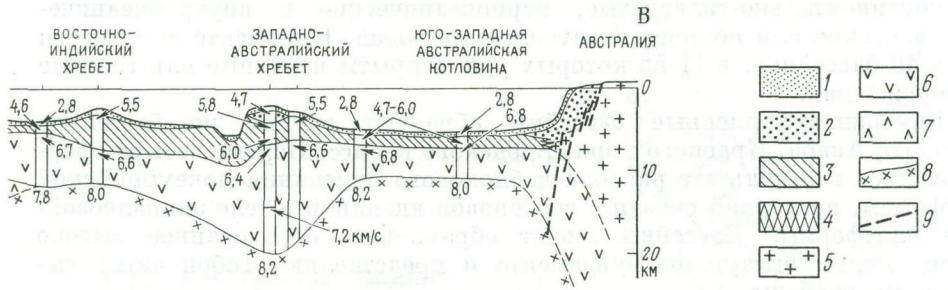
южной части Индийского океана. Острова Мадагаскар, Шри Ланха, Тасмания и Сейшельские имеют типично континентальное строение земной коры с мощным гранитным слоем.

Сейсмические исследования показывают не только различия в глубинном строении подводных хребтов и поднятий Индийского океана, но и сложность и неоднородность строения подводных хребтов.

Глыбовые хребты отличаются и по характеру гравитационных аномалий в редукции Буге. Так, если по имеющимся данным Восточно-Индийский хребет выделяется осредненными по 1 × 1° квадратам значениями аномалий силы тяжести в редукции Буге +200, +240 миллигал, а прилегающие океанические котловины — значениями +320, +360 миллигал, то на Мальдивском и Маскаренском хребтах значения аномалий падают до +40, +80 миллигал.

Как интенсивность гравитационных аномалий, так и мощность земной коры меняются и вкрест простирания, и по простиранию хребтов. Северная оконечность Маскаренского хребта у Сейшельской банки с мощностью земной коры 30 км характеризуется аномалиями силы тяжести в редукции Буге +30 ÷ +40 миллигал. Под центральной и южной частями Маскаренского хребта мощность земной коры уменьшается до 18—14 км, а аномалии Буге возрастают до +120 ÷ +200 миллигал. Между Лаккадивскими и Мальдивскими островами граница Мохоровичича по сейсмическим данным обнаружена на глубине 8 км, в то время как на южном окончании Мальдивского хребта на глубине около 9 км выявлена граница со скоростью 7,1 км/с, а граница Мохоровичича, вероятно, расположена на больших глубинах. На о. Мадагаскар аномалии Буге понижаются до —80 миллигал, а на южной подводной части Мадагаскарского хребта повышаются до +260 миллигал.

Комплексные геофизические исследования в рифтовых зонах срединных хребтов Индийского океана доказали подъем глубинного мантийного вещества в этих зонах, его разуплотнение вследствие процессов серпентинизации, блоковое строение коры срединных хребтов, отсутствие или незначительную мощность осадков в центральных частях и некоторое увеличение мощности осадков к флангам срединных хребтов (Виноградов и др., 1969; Гайнанов и др. 1970; Ewing at al., 1969). В отличие от глыбовых



хребтов Западно-Индийская, Центрально-Индийская и Аравийско-Индийская ветви срединноокеанического хребта характеризуются высокой сейсмичностью. Преобладающее количество гипоцентров располагается на глубинах до 70 км. Эпицентры землетрясений концентрируются в районах поперечных (трансформных) разломов и гребня хребтов. Определение напряжений в очагах землетрясений показало преобладающее растяжение вкрест простирания рифтовых зон срединных хребтов. Аномальное магнитное поле над Аравийско-Индийским и Центрально-Индийским и над другими срединными хребтами, представляет собой чередование интенсивных полосовых знакопеременных аномалий (Le Pichon, Heirtzler, 1968).

Анализ магнитных данных позволяет выделить две системы линейных аномалий: ориентированную вдоль генерального направления хребта и поперечную ему. Детальными исследованиями на полигонах выявляются правосторонние сдвиги осей аномалий (Вержбицкий и др., 1968). Намечается приуроченность областей повышенной сейсмической активности к зоне пониженных значений магнитных аномалий. Преобладающее количество магнитовозмущающих тел залегает вблизи поверхности дна. По ширине эти тела близки к средним горизонтальным размерам морфоструктур рельефа. С нижним этажом, залегающим на глубине 7—10 км,

вероятно, связана региональная неоднородность. Все эти особенности аномального магнитного поля могут быть объяснены горизонтальными перемещениями зарождающейся в рифтовой зоне земной коры. Глубоководное бурение на Восточно-Индийском хребте показало, что в меловой период хребет выступал над уровнем моря и в его пределах накапливался лигнит.

Нефтегазоносность

Исходя из специфики распространения мощных осадочных бассейнов в пределах Индоокеанического сегмента можно выделить целый ряд бассейнов с доказанной или предполагаемой нефтегазоносностью. Основную группу составляют бассейны периконтинентально-платформенного типа, но имеются также внутриплатформенные, складчато-платформенные, периконтинентально-складчатые, периокеанические и внутриокеанические, частично или полностью затопленные водой. В сегменте выделяется около 40 бассейнов, в 11 из которых уже открыты нефтяные или газовые месторождения.

Внутриплатформенные бассейны образуют группу из бассейнов Суэцкого, Акаба, Красного моря, Аденского и Басс. Первые четыре сформировались в результате раскола и блокового опускания докембрийской платформы, последний связан с грабеновой впадиной в теле эпипалеозойской платформы. Бассейны имеют обрамление, образованное высоко приподнятыми выступами фундамента и представляют собой четко выраженные грабены.

Несколько особняком стоит бассейн, связанный с Аденским заливом. Он занимает промежуточное положение между внутриплатформенными бассейнами типа Красного моря и периконтинентально-платформенными и на востоке открывается в Индийский океан. В структурном отношении грабен Аденского залива является связующим звеном между грабеном Красного моря и Индийско-Аравийским срединно-океаническим хребтом. Это позволяет предположить, что нефтегазоносные бассейны типа Красного моря своим образованием обязаны взаимодействию структуры срединно-океанического хребта со структурой древней платформы.

Суэцкий и Акабский бассейны, разделенные Синайским выступом фундамента, являются типичными грабеновыми структурами Великой Восточно-Африканской рифтовой зоны разломов. Они заняты водами одноименных заливов Красного моря, характеризуются отрицательными аномалиями в редукции Буге и нормальным континентальным разрезом коры. Суэцкий бассейн имеет длину 325 км, ширину до 80 км и глубину воды в заливе до 80 м. Бассейн Акаба — самый южный элемент системы грабенов Леванта (Пикар, 1970), вытянутой в меридиональном направлении более чем на 1000 км. Размер собственно грабена Акаба 190 × 25 км при глубине залива 1,8 км. Оба бассейна отделены от бассейна Красного моря южным окончанием зоны нарушений Леванта, проходящей через острова Тиран и Шадван и г. Хургада. Бассейны выполнены осадочной толщей пород верхнего палеозоя, мезозоя и главным образом кайнозоя мощностью до 3,5 км. Грабены возникли в конце позднего палеогена и сейчас

продолжают развиваться. Грабен Акаба имеет сравнительно простое симметричное строение. Для Суэцкого грабена характерно более сложное блоковое строение. Зона максимального погружения прижата к восточному борту. Ступенчато погружающееся основание бассейна осложнено отдельными приподнятыми асимметричными блоками (рис. 9).

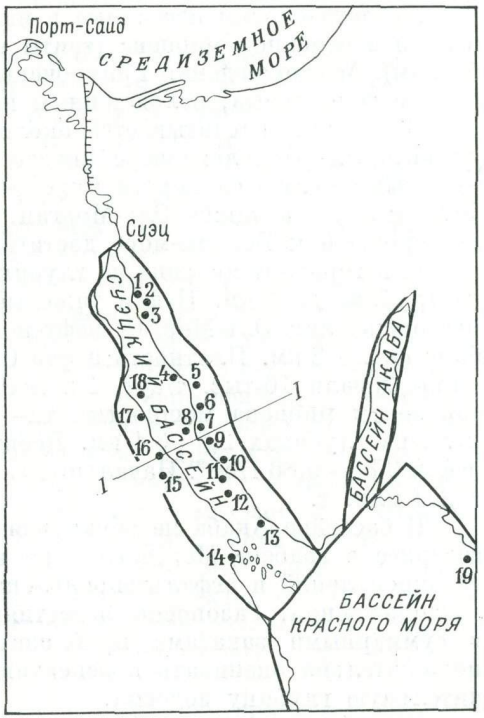
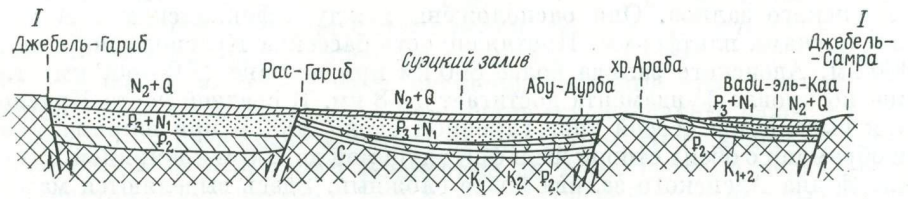


Рис. 9. Строение Суэцкого бассейна (по Р. Саиду, 1965, с добавлениями).

Месторождения: *1* — Судр; *2* — Рас-Матарма; *3* — Асль; *4* — Баба-море; *5* — Абу-Рудейс; *6* — Вади-Фейран; *7* — Белаим; *8* — Белаим-море; *9* — Экма; *10* — Абу-Дурба; *11* — Тара; *12* — Эль-Морган; *13* — Гхара; *14* — Гемса; *15* — Карим; *16* — Рас-Гариб; *17* — Рас-Бакр; *18* — Рас-Амир; *19* — Баркуан.



Наиболее изученным является Суэцкий нефтегазоносный бассейн. В основании осадочного разреза выделяется толща континентальных песков и песчаников с прослоями известняков, доломитов и глин, отвечающая нубийской серии (карбон — нижний мел). Верхний мел представлен известняками, чередующимися с мергелями, глинами и песчаниками мощностью до 1 км. Нижний и средний палеоген сложен преимущественно известняками мощностью 700 м, в низах которых прослеживаются

глинисто-мергельные породы. Миоценовые отложения представлены базальными конгломератами и песчаниками мощностью от 20 до 150 м, сменяющимися толщей до 1,5 км известняков и фораминиферовых мергелей. Последние перекрываются эвапоритовой серией мощностью от 300 до 700 м. Плиоценовые породы образованы континентальными песчано-глинистыми слоями мощностью до 100 м.

Нефтегазоносны песчаники и известняки нубийской серии, верхнего мела и в основном миоцена (свиты нухуль, рудейс, асль, карим, гариб, белаим). Месторождения приурочены к антиклинальным складкам и выступам фундамента, осложненным нарушениями.

В бассейне насчитывается около 20 месторождений, почти половина из которых расположена в акваториальной части бассейна. Наиболее крупными являются первое морское месторождение, открытое в 1961 г. Белаим-море, а также Эль-Морган, Рас-Амир и др. Начальные дебиты месторождения Белаим-море достигали 350 т/сут нефти. Нефтеносны базальный горизонт миоцена на глубине 2,4—2,6 км и известняки сеномана на глубине до 3 км. Нефти тяжелые с плотностью 0,91—0,92 г/см³. На месторождении Эль-Морган нефтеносны миоценовые песчаники на глубине около 2 км. Плотность нефти 0,868—0,898 г/см³. В 1968 г. 23 скважины давали 16 тыс. т/сут. На месторождении «23 июня» продуктивны горизонты миоцена мощностью 12—16 м на глубине 2,6 км и верхнего мела на глубинах 2,8—3,1 км. Дебиты скважин до 330 т/сут. Плотность нефти 0,83—0,86 г/см³. Начальные запасы Суэцкого бассейна оцениваются в 258 млн. т.

В бассейне Акаба не обнаружено скоплений нефти или газа. Однако севернее в грабене Мертвого моря известно большое количество нефтегазопроявлений и асфальтопроявлений, а также два небольших газовых месторождения. Газоносны известняки верхней юры на глубине 1,2 км с суммарными запасами приблизительно 1,3 млрд. м³. Это позволяет положительно оценивать перспективы бассейна Акаба, несмотря на значительную глубину водоема.

К нефтегазоносным бассейнам относятся грабены Красного моря и Аденского залива. Они расположены между Африканским и Аравийским блоками платформы. Протяженность бассейна Красного моря около 2000 км, Аденского залива более 800 км при ширине 200—400 км, глубина по кровле фундамента достигает 5—8 км. В средней части Красного моря выделяется осевой трог глубиной около 2000 м при ширине 50 км. Он обрамлен с обеих сторон шельфом глубиной до 100 м и шириной 150 км. Рельеф дна Аденского залива более сложный. Здесь выделяются материковые склоны и шельфы, главный (осевой) трог, глубина которого возрастает с запада на восток от 2 до 4 км, центральная зона с резко расчлененным рельефом, образованным эшелонированными хребтами и долинами с относительным превышением до 2 км. Центральную зону на западе заканчивает зал. Таджура.

Красное море и Аденский залив выделяются среди других грабено-рифтовых бассейнов не только размерами, но и особенностями строения. Осевому трогу Красного моря соответствует положительная гравитационная аномалия Буге и линейные магнитные аномалии, вытянутые

параллельно оси трога. По сейсмическим данным в разрезе земной коры выделяются: 1) осадочные отложения со скоростями продольных волн 1,7—3,0 км/с, включающие как неуплотненные, так и уплотненные осадки мощностью до 1 км; 2) осадочные породы и пирокластический материал со скоростями продольных волн 3,0—5,0 км/с, имеющими мощность до 5 км; 3) кристаллические породы со скоростями 5,5—6,4 км/с; 4) основные и ультраосновные породы со скоростями 6,7—7,4 км/с.

В центральной глубоководной части Красного моря между широтами 25 и 15° породы со скоростями продольных волн 5,5—6,4 км/с, отвечающие кристаллическому фундаменту, отсутствуют и замещаются высокоскоростной (6,7—7,4 км/с) толщей. На этом же уровне отрицательные аномалии Буге становятся положительными. Меняется и характер магнитного поля с относительно спокойного до интенсивного со знакопеременными аномалиями, характерными для рифтовых зон. Повышенное значение теплового потока в Красном море подтверждает это.

Строение земной коры северной части бассейна Красного моря, близко к строению коры внутренних и окраинных морей типа Черного и Средиземного. Предполагается, что Красное море сформировалось в результате разрыва коры при ее растяжении и внедрением в нее основного материала из мантии, что привело к созданию в осевом грабене коры океанического типа. Окаймляющие участки представляют собой косо опущенные по разломам платформенные блоки, перекрытые карбонатно-терригенными породами, эвапоритами, коралловыми сооружениями и рыхлыми осадками. Мощность осадочного чехла, имеющего возраст от мезозоя до четвертичного составляет 5 км. На юге в зоне Баб-эль-Мандебского пролива происходит замыкание бассейна Красного моря. В бассейне Аденского залива структура земной коры имеет промежуточный характер между океанической и континентальной и сходна со структурой дна южной части Красного моря, особенно к западу от линии разлома, проходящего от м. Гвардафуй до м. Фартак.

Центральная резко расчлененная зона характеризуется высокой сейсмичностью, интенсивным тепловым потоком (до 6 мккал/см^2·с), широтно ориентированным магнитным полем. В заливе отсутствует хорошо выраженный срединный грабен (рис. 10). Заметную роль в строении грабена Аденского залива играют субмеридиональные трансформирующие разломы, пересекающие грабен. Верхняя часть осадочного разреза со скоростями 1,5—2 км/с имеет мощность от 2 до 0,5 км. Ниже залегают породы со скоростями 4,0—4,5 км/с мощностью до 2 км, которые подстилаются фундаментом со скоростями 6,4—6,8 км/с. Нигде не были отмечены скорости порядка 5,6 км/с, свойственные гранитным породам, хотя последние безусловно участвуют в строении шельфовых участков. В сторону океана мощности заметно убывают. А. Г. Лаутон (1970 г.) предполагает, что образование грабена Аденского залива связано с раздвижением в неогене континентальных масс Африки и Аравии и образованием грабена с корой океанического типа в осевой зоне. Вместе с тем, периферийные участки грабена, по-видимому образованы за счет погружения континентальных блоков. Это подтверждается прямоугольной в плане формой шельфовых участков. Остров Сокотра также нужно рассматривать как реликт такого блока.

Максимальные значения мощностей консолидированных пород (до 4 км) приурочены к краевым периферийным участкам Аденского залива. Осадочно-породный бассейн в плане имеет подковообразную форму, обращенную выпуклостью на запад. Контур распространения этого бассейна отвечает нефтегазоносному бассейну. Внутренняя наиболее расчлененная зона восточной половины Аденского залива в контур бассейна не включается, как не имеющая условий для нефтегазонакопления и образования.

Общность строения и формирования бассейнов Красного моря и Аденского залива с Суэцким бассейном, позволяет предполагать наличие в них скоплений нефти и газа в аналогичного типа залежах. Подтверждением является открытие газоконденсатного морского месторождения Баркуан на севере Красного моря, а также получение притока нефти в скв. Мансиния, наличие значительного количества нефтегазопроявлений на Сома-

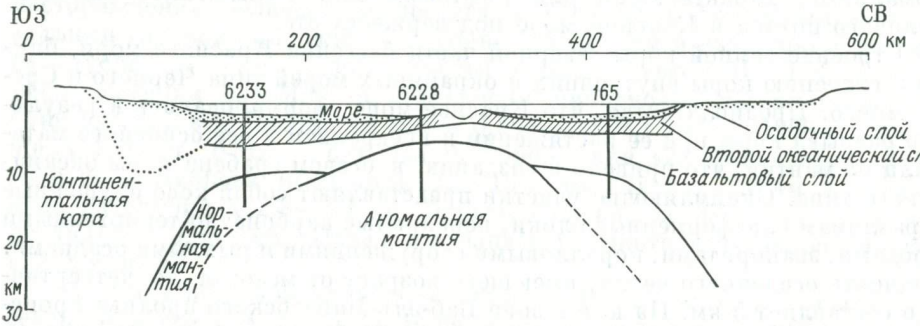


Рис. 10. Разрез через Аденский бассейн (Лаутон, Трамонтини, 1970).

лийском побережье Аденского бассейна и газопроявления в скважинах «Гломар Челленджер». Поиски нефти ведутся в шельфовых зонах обоих бассейнов.

Нефтегазоносный бассейн Басс занимает юго-западную часть одноименного пролива и имеет площадь 70 000 км². С юга бассейн ограничен о. Тасмания, с северо-запада и северо-востока поднятиями островов Хантер, Кинг на западе и Фюрно на востоке, тянущимися к п-ову Морнингтон материковой Австралии. Обрамления образованы приподнятыми блоками палеозойского фундамента. Бассейн сложен породами мела и кайнозоя мощностью более 3,6 км, смятыми в антиклинальные складки, обусловленные подвижками фундамента.

К периконтинентально-платформенным нефтегазоносным бассейнам относится 18 бассейнов, располагающихся вдоль края докембрийских платформ Африки, Мадагаскара, Индостана, Австралии и Антарктиды. Изучение периконтинентально-платформенных бассейнов началось совсем недавно, но уже в пяти, но уже в некоторых — Камбейском, Перт и Карнарвон — открыты месторождения нефти и газа. В структурном отношении бассейны представляют собой очень своеобразные грабены или грабены-синеклизы, имеющие четкое обрамление со стороны суши, и не имеющие приподнятого элемента со стороны океана в рельефе дна. В продольном направлении периконтинентально-платформенные бассейны

делятся выступами фундамента, прослеживающимися на континенте и на шельфе. Обычно на продолжении таких платформенных зон поднятий в пределах океанического ложа располагаются поднятия, выраженные в рельефе дна. Вдоль Африканского края Индоокеанического сегмента выделяются Мозамбикский, Руфиджи (Танзанийско-Кенийский), Сомалийский бассейны, по периферии Мадагаскара: Морондава, Мажунга, Восточно-Мадагаскарский.

В строении этих бассейнов много общего, что обусловлено единством условий их образования. Все они представляют крупные прогибы асимметричной формы, вытянутые вдоль береговой линии на 600—1000 км при ширине в 100—300 км. В смежной части океана им соответствует расширяющаяся (50—150 км) полоса шельфа и континентальный склон. Внутренние ограничения образованы массивами древнего фундамента. В продольном направлении бассейны разделены приподнятыми блоками, такими как Мозамбикский и Сомалийский в Африке и Сент-Андре на Мадагаскаре, продолжение которых устанавливается и в смежных частях акваторий.

Интересно отметить, что в структурном отношении бассейны представляют грабен-синеклизы, являющиеся краевыми элементами Восточно-Африканской рифтовой системы. Так, Мозамбикская структура непосредственно сопрягается с рифтами Замбези и оз. Ньяса. Они находят свое продолжение в грабене Урема, выделяемом в наиболее погруженной части Мозамбикского бассейна. Танзанийско-Кенийский и Сомалийский бассейны являются крайним северо-восточным звеном грабена Урема.

Бассейны сложены мощной до 10 км толщей верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя и характеризуются блоковым строением. В нижних частях они представляют собой сложно построенные грабены, которые заполнены породами серии Карру. Это внизу континентальные и угленосные образования карбона и нижней перми, в средней части пермские и нижнетриасовые морские и паралические песчаники и глины, вверху терригенные морские и континентальные терригенные породы верхнего триаса нижней и средней юры суммарной мощностью до 5—8 км.

Верхние части бассейнов, имеющие форму вогнутых моноклиналей, открывающихся в сторону океана, сложены верхнеюрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми породами мощностью до 3—4 км. На общем фоне пологого погружения выделяются платформенного типа антиклинальные поднятия.

Интересные данные по строению глубоких частей Танзанийско-Кенийского бассейна отмечены Кентом (1965 г.). Бурением было выяснено, что мощность обломочных пород мезозоя и кайнозоя достигает 4,5 км. К северу от Линди в низах разреза под слоями байоса появляется соленосная толща мощностью в 2250 м, подстилаемая серией Карру с прослоями эвапоритов в верхних 900 м. Эвапоритовая формация заполняет протяженный доальбский грабен, отделенный от океана поднятием пород серии Карру и фундамента. Этот грабен прослеживается далеко на север вплоть до г. Дар-эс-Салама. Над зоной накопления эвапоритов, характеризующейся, как отмечает В. Е. Хаин (1971 г.), блоковой тектоникой, установлено два диапировых соляных вала.

Региональное геофизическое изучение, проведенное в последние годы (Francis at al., 1966, 1967 Ludwig at al., 1968), позволяет высказать суждение о строении подводных прибрежных частей Африки и Мадагаскара и смежных частей океанических плит. Осевые грабены периферии шельфовых зон отделяют внутреннее континентальное крыло от внешнего морского. Последние имеют сравнительно большую ширину, и им соответствуют континентальный склон и континентальное подножие.

Следовательно, в рельефе дна внешнее крыло испытывает погружение. Однако рельеф фундамента имеет обратную тенденцию: непосредственно к осевому грабену примыкает краевое континентальное поднятие, представляющее приподнятый блок коры континентального типа, с внешней стороны которого располагается еще один узкий прогиб, ограниченный общим воздыманием пород фундамента бассейна. Причем в этой зоне воздымания, являющейся краевым океаническим поднятием, происходит утонение вплоть до полного исчезновения гранитного слоя и замещение его базальтовым. Таким образом, внешнее крыло бассейнов испытывает погружение в рельефе дна от 0,2 до 3—4 км, а по фундаменту — подъем до 10 км и более в осевом грабене, до 6—8 км под краевым поднятием и до 5 км в зоне краевого океанического поднятия.

Сейсмические исследования В. Д. Людвига и Д. Е. Нафе (1968 г.), проведенные у южного окончания Мозамбикского бассейна, показали, что Мозамбикский массив Восточной Африки продолжается в океан в качестве Мозамбикского блокового хребта, имеющего субокеанический тип коры. На западных склонах этого хребта и происходит замыкание Мозамбикского бассейна, Южное ограничение пока точно не устанавливается. Возможно, на широте Порт-Шепстона имеется приподнятый элемент, который с юга контролирует распространение осадочных толщ.

Восточное замыкание Танзанийско-Кенийского и Сомалийского бассейнов связано с краевым океаническим поднятием, устанавливаемым на западном краю Сомалийской котловины и располагающимся на широте Ламу на расстоянии около 400 км от берега. Возможно, что севернее и южнее ограничение бассейна определяется приближением вала к берегу.

Бассейны Мадагаскара со стороны Мозамбикского пролива ограничены протяженным приподнятым элементом — системой отмелей, а на юге — островом Европа. Эта структурная зона названа Европейской, она отвечает восточной приподнятой части Мозамбикского массива. Северное ограничение бассейна Мажунга связано с зоной разломов широтного простирания, выраженной в рельефе вулканами Коморских островов.

Образование Африкано-Мадагаскарских бассейнов началось в эпоху Карру и связано с дроблением краевой части Африканского материка, с которым Мадагаскар был тесно связан. Об этом свидетельствует континентальный и мелководный характер отложений Карру по обеим сторонам Мозамбикского прогиба. Начиная с конца средней юры погружения в области Мозамбикского прогиба охватили бóльшую площадь. Об этом свидетельствуют морские отложения верхней юры и мела на побережье Мадагаскара, Танзании и Кении. Как отмечает В. Е. Хаин (1971 г.), развитие Мозамбикского прогиба шло с севера на юг, и прогиб оформился в начале

мела. Остается неясным, шел ли процесс формирования за счет раздвижения. Очевидно, погружение краевых блоков континентальной коры и в определенном смысле их переработка имели место. В конце мела вдоль восточного побережья Мадагаскара образовался крупнейший разлом длиной более 1100 км. По этому разлому остров оказался резко приподнят, лишь восточная узкая часть его опустилась (или отодвинулась) под воды Индийского океана, образовав самостоятельный бассейн. В течение палеогена и неогена продолжалось погружение Мозамбикского прогиба, но менее интенсивно, одновременно поднимались Африканский и Мадагаскарский блоки. Окончательное оформление бассейнов произошло в новейшую тектоническую эпоху.

В рассматриваемых бассейнах промышленных месторождений пока не обнаружено, хотя бурение ведется на суше и в море. В Мозамбикском бассейне в нескольких скважинах с глубины 3,8 км из меловых песчаников получены притоки газа. Притоки нефти и газа из третичных отложений известны в Сомалийском бассейне. Первое газовое месторождение Эфиопии обнаружено на востоке бассейна в провинции Огаден. Нефтегазопроявления установлены в пермских и юрских континентальных песчаниках, образующих крупные антиклинальные складки в бассейнах Мадагаскара. При бурении в бассейне Морондава в отложениях пермо-триаса на глубине 3 км встречена окисленная нефть. Газопроявления и притоки нефти из песчаников средней и верхней юры известны в скважинах, на р. Манголу. В Бемуланга обнаружено второе по запасам после Атабаски месторождение битуминозных песчаников.

Вдоль берегов Индостанского полуострова известно четыре нефтегазоносных бассейна. На западном побережье это Камбейский и Малабарский (Керало-Лаккадивский), а на восточном — Индо-Цейлонский и Годовари (Еременко, 1968, Серегин, 1970). Все они имеют однотипное строение. Со стороны платформы бассейны ограничены приподнятыми блоками фундамента, образующими горные сооружения Западных и Восточных Гат. Со стороны океана ограничения бассейнов втянуты в погружение. На поверхности сохранились лишь реликты блоков п-ова Катиавар, о. Шри Ланха и крупного поднятия Лаккадивских островов. Протяженность прогибов от 450 до 800 км при ширине до 300 км. Они выполнены толщей мезозоя и кайнозоя мощностью до 3—5 км.

В основании разреза залегают континентальные образования верхней (юра), и, возможно, нижней Гондваны, перекрываемые породами мела, толщей траппов и терригенным комплексом палеогена — неогена. Образования грабенов связывают с расколами в краевой части начиная с юрско-раннемелового времени Индостанской платформы и погружением не только собственно грабена, но и его внешнего обрамляющего блока. Погружение вдоль западного побережья шло медленнее, чем вдоль восточного. Это способствовало формированию рифов, образовавших Лаккадивские острова. Зона Лаккадивского краевого поднятия по геофизическим данным характеризуется корой, близкой к континентальной, с гранитным слоем в верхних частях. Остатком этого внешнего блока является и Катиаварский полуостров, расположенный в пределах этой же структурной зоны. Обрамление бассейнов восточного побережья втянуто в погружение океана

и практически не изучено. Лишь на юге сохранился крупный континентальный блок о. Шри Ланха, являющийся частью восточного замыкания Индо-Цейлонского бассейна.

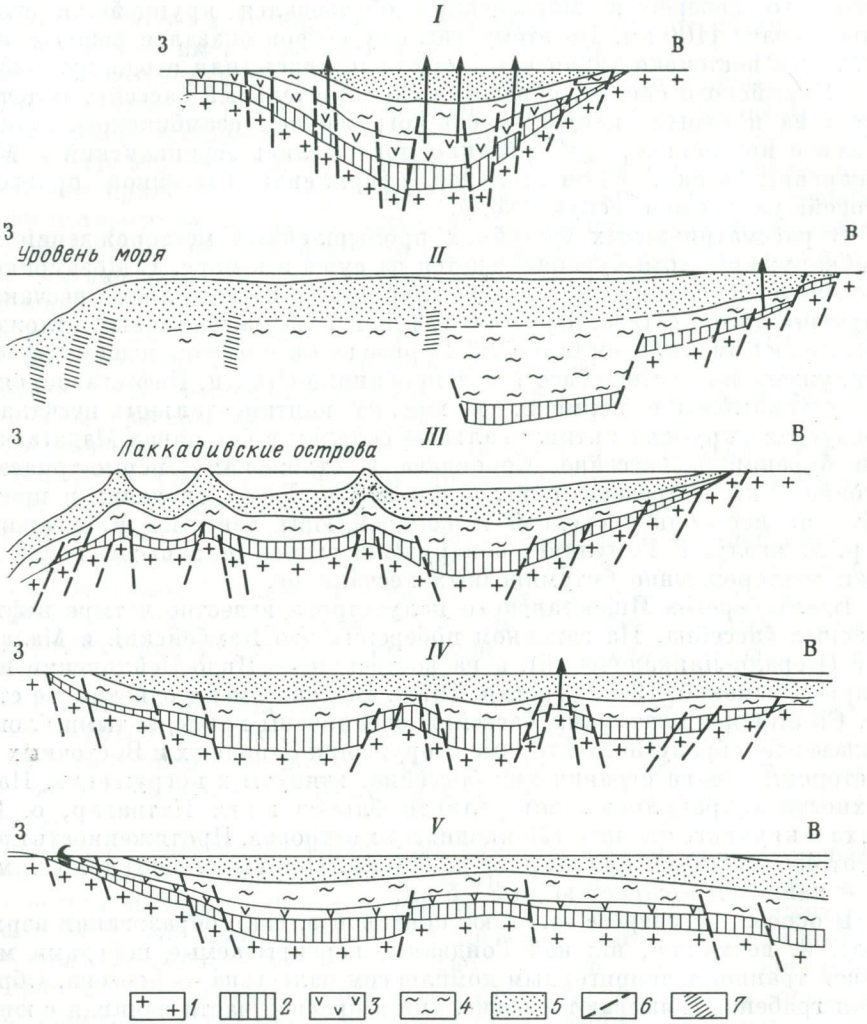


Рис. 11. Строение периконтинентально-платформенных бассейнов Индостана (Серегин, 1970).

Бассейны: *I* — Камбейский (суша); *II* — Камбейский (акватория); *III* — Керало-Лаккадивский; *IV* — Индо-Цейлонский; *V* — Годовари-Кришна;
1 — фундамент; *2* — отложения верхней Гондваны и морского мела; *3* — траппы; *4* — палеогеновые отложения; *5* — неогеновые отложения; *6* — разломы; *7* — разломы в море.

Для внутреннего строения бассейнов характерна блоковая тектоника и наличие продольных и поперечных разрывов, создающих сложную мозаику выступов и впадин (рис. 11). Наиболее изученным является Кам-

бейский бассейн — меридионально вытянутая структура размером 300××800 км, большая часть которой занята водами одноименного залива и Аравийского моря.

Осадочный разрез бассейна представлен толщей плиоцена — палеоцена мощностью 2—3 км и более, подстилаемой деканскими траппами мощностью 1,5 км. Неогеновые отложения представлены морскими и континентальными терригенными образованиями, палеогеновые — прибрежно-морскими и морскими терригенными породами. Под деканскими траппами залегают отложения мезозоя и верхов палеозоя. Камбейский бассейн имеет асимметричное строение и характеризуется блоковой тектоникой. Структурные взаимоотношения собственно Камбейского грабена с широкой шельфовой зоной, выделяемой в районе Катиавар-Бомбейского побережья Индии, пока не ясны. Геолого-геофизические исследования, проведенные в этом районе (Гладун и др., 1970, 1972; Соколов, 1967; Шрейдер, 1971; Garde at al., 1970; Narain at al., 1968; Harbison, Bassinger, 1970; Taylor, 1968), в сопоставлении с геологией смежных частей Индостанской платформы позволяют высказать некоторые предположения. К югу от широты Качского залива происходит резкое изменение характера магнитного поля. Здесь, по А. А. Шрейдеру, выделяются аномалии с относительной амплитудой до 200—400 гамм. Аномалии имеют широтную ориентировку и прослеживаются под шельфом, склоном и глубоководной частью Аравийского моря.

Эта зона магнитных аномалий примыкает к Катиаварскому полуострову, представляющему собой крупное блоковое поднятие, ограниченное с юга и севера зонами разломов. Северная зона разломов сопрягается с нарушениями, ограничивающими с запада древнюю Арравалийскую складчатую систему. В этой зоне расположен Качский грабен. Южная зона отвечает Нарбаданскому разлому, пересекающему широтно Индостанский полуостров. К ней приурочен одноименный грабен, заполненный гондванской толщей. Предполагается, что эта структурная линия на востоке ограничивает с юга Шиллонгский массив, а на западе, пересекая океан, продолжается в качестве разломов, ограничивающих с севера Аденский грабен (рис. 12).

Зона магнитных аномалий, расположенная между рассмотренными разломами, отвечает крупному поднятию, названному Западно-Катиаварским. В пределах его по данным сейсмозондирования происходит сокращение мощности осадочных пород, которые подстилаются вторым океаническим слоем. Западно-Катиаварское поднятие является непосредственным структурным продолжением Катиаварской платформенной структуры.

Строение шельфа к югу от поднятий Катиавар устанавливается по геофизическим данным (Garde at al., 1970; Takin, 1966). Во внутренней части прослеживается сравнительно узкий (до 70 км) прогиб, характеризующийся короткопериодическим полосчатым магнитным полем и значительной мощностью осадков. Этот прогиб можно интерпретировать как южное продолжение Камбейского грабена. В районе Бомбея отмечается положительная гравитационная аномалия с амплитудой 70 мгл. Предполагается, что она связана с внедрением в зоне шириной 10 км

по разлому плотных пород. К западу от прогиба расположен приподнятый Западно-Бомбейский блок меридионального простирания, ограничивающий Камбейско-Бомбейский грабен. Антиклинальные складки верхних слоев осадков тянутся вдоль кромки шельфа. Западно-Бомбейская зона является связующим звеном в меридиональной системе поднятий,

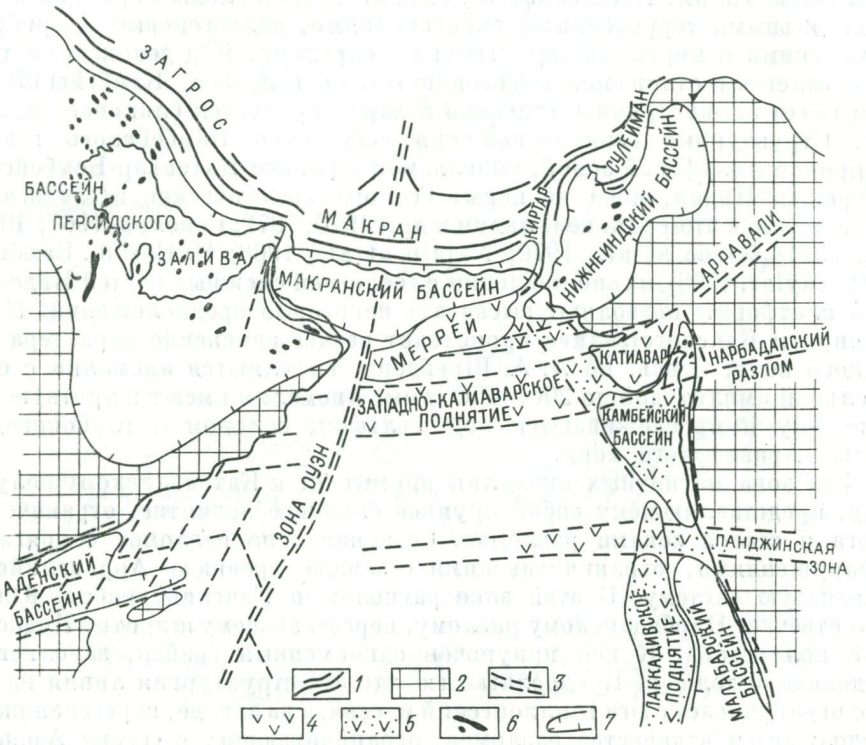


Рис. 12. Схема строения Аравийского моря (составил Б. А. Соколов).

1 — складчатая область, *2* — выступы платформы, *3* — разломы; *4* — океанические поднятия; *5* — поднятия на коре субконтинентального и континентального типа; *6* — месторождения нефти и газа; *7* — граница бассейнов.

южная часть которой образована Лаккадивскими островами, а северная — Катиаварским полуостровом. Эта зона поднятий отвечает западному ограничению бассейна.

Все известные в Камбейском бассейне нефтяные и газовые месторождения связаны с локальными осложненными разрывами поднятиями, располагающимися на приподнятых блоках и на бортах впадины. Большинство месторождений многопластовые, продуктивные горизонты — песчаники и алевролиты эоцена (основной продуктивный комплекс), олигоцена и миоцена. Наряду со структурным фактором формирования залежей, определенную роль играют дельтовые условия накопления песчано-глинистых осадков.

В Камбейском бассейне на суше обнаружено пять нефтяных и пять газовых месторождений, добыча которых в 1970 г. составляла около 6,5 млн. т нефти и почти 1 млрд. м³ газа. Разведанные запасы бассейна оцениваются в 100 млн. т. Большие перспективы связываются с акваториальной частью бассейна, где мощность кайнозойского разреза увеличивается до 4,5 км и выделяется целый ряд антиклинальных поднятий, не изученных бурением. В начале 1971 г. на шельфе было открыто первое нефтяное месторождение Алиабет.

Три других периконтинентально-платформенных бассейна Индостанского полуострова изучены слабее. В бассейне Годовари нефтегазопроявления установлены в районе Амалапурам, а в Индо-Цейлонском бассейне в районе Караикал притоки нефти были получены из эоценовых отложений.

На западной, северо-западной и южной окраинах Австралийского материка выделяются пять периконтинентально-платформенных бассейнов: Карнарвон, Перт, Каннинг, Юкла и Отуэй. Все они, за исключением последнего, приурочены к краевой части древней докембрийской платформы. Бассейн Отуэй связан с прогибом в периферии эпипалеозойской платформы. Бассейны на континенте выражены грабен-синеклизами, протягивающимися и в пределы шельфа. Однако их строение и характер замыкания в акваториальной части изучены еще слабо (Хаин, 1970; Оленин, 1969).

Бассейны Карнарвон и Перт, с востока по разлому Дарлинг ограничены массивом архейского Западно-Австралийского щита. Они сложены толщей более 10—15 км преимущественно морских отложений от верхнего протерозоя до неогена. Бассейны разделены диагональным глыбовым поднятием фундамента Гринкаф, на продолжении которого в океане располагаются рифы Хаутмен. От восточной границы бассейнов на запад, включая и шельф, происходит погружение фундамента, осложненное наличием резко выраженных горстов, отделенных от смежных глубоких грабенов крутыми сбросами субмеридионального и северо-западного простирания.

В бассейне Карнарвон выделяется система крупых антиклинальных поднятий долготного простирания, расположенных в полосе побережья и островов. На севере грабен, по-видимому, упирается в субширотно ориентированный океанический вал Эксмус (Эксмис), находящийся на структурном продолжении архейской глыбы Пилбара — крайне северным элементом Западно-Австралийского щита. Западное ограничение бассейна предположительно можно связывать с глыбовой возвышенностью Кювье и поднятием, тянущимся на юг от Кювье до скал Хаутмен. Бассейн имеет длину до 900 км при ширине до 600 км.

Бассейн Перт с юга ограничен поперечной структурной зоной, являющейся продолжением древней складчатой системы Олбани-Эсперанс. В эту зону попадают блок кристаллических пород Лютвин и Бигл-Ридис, располагающиеся на крайнем западе южной части суши грабена Перт, а также широтный глыбовый подводный вал Натуралист. Валообразные поднятия Эксмус, Кювье и Натуралист имеют кору субокеанического типа с сокращенной мощностью осадочного слоя. Западная граница

бассейна Перт, имеющая в плане изломанный вид, условно проводится по континентальному подножию от восточной части поднятия Натуралист до западного окончания поднятия рифов Хаутмен.

По аналогии строения периконтинентально-платформенных бассейнов Африки и Индостана можно предполагать, что под континентальным подножием Австралийского континента также имеется поднятие нижних слоев коры, исчезает гранитный слой и резко уменьшается мощность осадочных пород, т. е. происходит внешнее замыкание бассейнов.

В бассейне Карнарвон выделяется несколько антиклинальных зон, вытянутых меридионально. Отдельные брахиантиклинали имеют размеры $65 \div 130 \times 30$ км при высоте до 400 м. Признаки нефти и газа отмечались в песчаниках юры и мела. В бассейне обнаружено несколько месторождений. Газонефтяное месторождение на о. Барроу приурочено к пологой складке. Залежи пластовые сводовые в песчаниках юры и нижнего мела, на глубинах в 1850—2060 м и 750—1700 м. Плотность нефти 0,815—0,840 г/см^3. В 1970 г. добыто 2,3 млн. т нефти и 340 млн. м^3 газа. Извлекаемые запасы 15—17 млн. т. На месторождении Раф-Ренди нефтеносны песчаники нижнего мела на глубине 1,1 км.

В континентальной части бассейна Перт известно несколько месторождений. На нефтегазовом месторождении Ярдарино продуктивны песчаники верхней перми и триаса на глубине 2,2—2,3 км. Плотность нефти 0,830 г/см^3. На газовых месторождениях Донгар, Джин-Джин и Уалайринг продуктивны горизонты юры и триаса. На месторождении Донгар из базальных слоев триаса в двух скважинах получена также нефть.

Бассейн Каннинг (Mollan и др., 1970) представляет собой впадину в теле докембрийской платформы, ограниченную с северо-востока зоной Пайн-Крик, входящей в состав глыбы Кимберли, а с юго-запада и юга — массивом Пилбара. Бассейн сложен отложениями континентального верхнего протерозоя, кембрия, а также морскими породами ордовика, девона, карбона, морскими и континентальными толщами перми, триаса, юры, мела, палеогена и неогена. Общая мощность достигает 6 км, из которых половина приходится на морские и ледниковые образования верхов карбона и перми. Эти породы выполняют грабенообразный прогиб Фицрой в северо-восточной части бассейна, ограниченный с юго-запада разломами Фентон, а с северо-востока разломами Пинакл. По структуре и периоду развития грабен Фицрой является полным аналогом грабенов Южной Африки, выполненных нижним Карру, и Индостана, заполненных нижней Гондваной.

Бассейн Каннинг переходит в обширный шельф Роули и очень пологий континентальный склон северо-западной Австралии протяженностью 500 км. Склон сопряжен с глубоководной Северо-Австралийской котловиной, имеющей типично океанический разрез коры. В пределах шельфа бассейн ориентирован с ЮЗ на СВ, параллельно простиранию береговой линии. В этом же направлении ориентированы оси прогибания мезозойских и кайнозойских седиментационных бассейнов суммарной мощностью до 8 км. В акваториальной части западная граница впадины Каннинг проводится вдоль восточного склона меридионального подводного под-

нятия — ответвления от поднятия Эксмус, располагающегося на структурном продолжении платформенного массива Пилбара.

Восточная граница предположительно проводится по линии северное окончание блока Кимберли (м. Лондондери) — рифовый выступ Ашмор и Хайберния и далее на север к о. Роти. Северное замыкание впадины

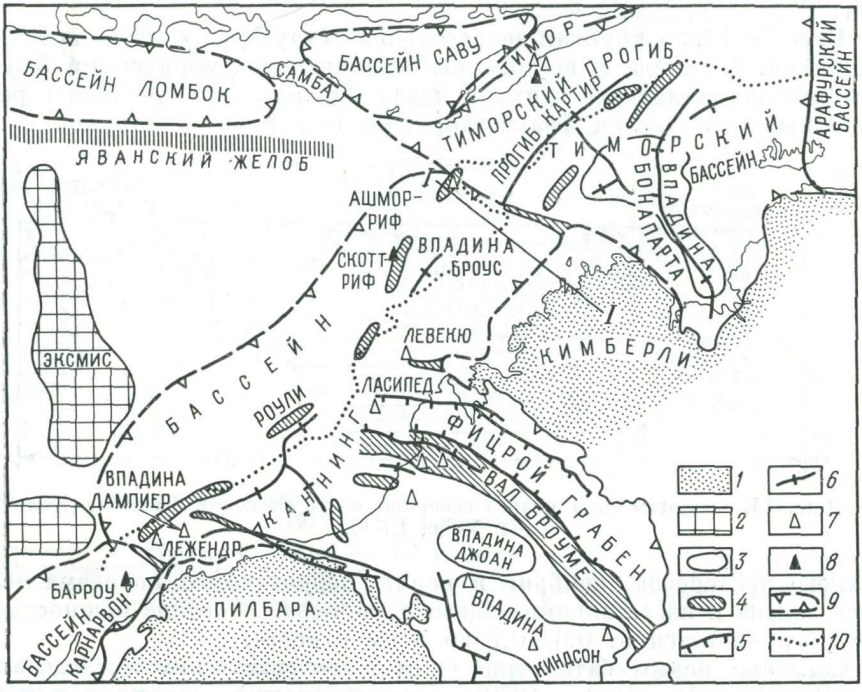


Рис. 13. Прибрежные бассейны северной Австралии.

1 — докембрийские массивы; *2* — океанические поднятия; *3* — контуры впадин в фундаменте; *4* — поднятия и структурные носы; *5* — сбросы; *6* — оси впадин; *7* — скважины, *8* — месторождения нефти или газа; *9* — границы бассейнов; *10* — граница шельфа. Разрез I—I см. на рис. 14.

Каннинг условно проводится вдоль континентального подножия, севернее линии, образованной рифами Ашмор, Скотт и Роули (рис. 13).

В пределах морской части бассейна выделяется несколько отдельных впадин: на севере — Броус, в центре — Роули, а на юге — Дампиер. Последняя занимает пограничное положение между бассейнами Каннинг и Карнарвон (рис. 14).

Бурение в бассейне проводится на суше и в море. В континентальной впадине Киндсон на юго-востоке бассейна тремя скважинами вскрыт разрез фанерозоя мощностью 4572 м. В нем установлены предордовикское, предпермское и предмезозойское несогласия. В одной из скважин притоки газа были получены из доломитов ордовика. На восточном крыле впадины

отмечена зона выклинивания ордовикских песчаников. Приток нефти получен из отложений нижнего карбона восточного борта трога Фицрой.

В акватории бассейна пробурено несколько скважин: во впадине Дампиер скважины Дампиер-1 и Лежендр-1, и во впадине Броус на рифах Ашмор и Скотт. В скважине Лежендр (3,3 км) получен из песчаников неокома с глубины в 1,8 км приток нефти дебитом до 180 т/сут. Скважина Скотт-Риф обнаружила газ.

Бассейн Юкла крупная депрессионная структура южного побережья Австралии. С запада и востока он ограничен докембрийскими блоками Западно-Австралийского щита и щита Гоулер. На материке разрез синеклизы представлен фрагментарными остатками песчаников и глин

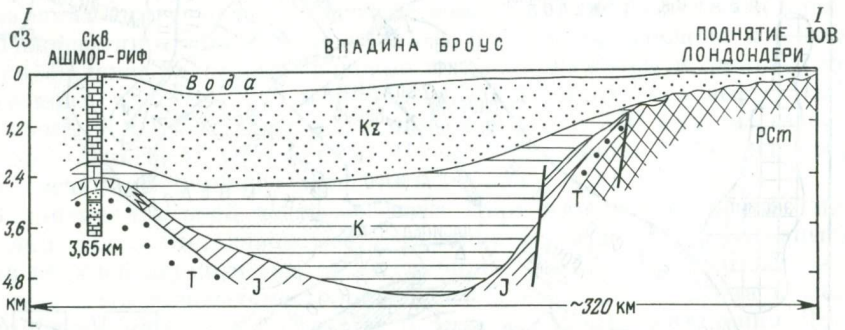


Рис. 14. Геологический разрез северной части бассейна Каннинг (Холс и Хейс, 1971).

верхнего протерозоя, кембрия и перми, терригенными породами мела и низов эоцена и известняками эоцена и миоцена. В океане мощность разреза увеличивается от 0,6—0,7 до 3 км и более.

Согласно новым батиметрическим и геофизическим исследованиям (Conolly, Flavelle, Dietz, 1970) континентальный склон на глубинах 500—800 м осложнен крупными краевыми плато Эйре и Цедуна, и которым отвечают приподнятые участки фундамента. Подводное продолжение синеклизы протягивается далеко на восток до залива Спенсера. Максимальное погружение фундамента 6 км устанавливается под основанием континентального склона. По-видимому, эта зона широтного простирания представляет собой грабен, ограниченный со стороны континента и океана более приподнятыми блоками.

Внешний блок является одновременно краевым континентальным поднятием, за которое континентальный тип коры не распространяется. К осевому грабену примыкает (или его продолжает) узкий, субмеридиональный грабен зал. Спенсера с глубиной погружения фундамента до 1,5 км. На северном продолжении впадины зал. Спенсера находится впадина Пири-Торенс.

Бассейн Отуэй имеет площадь 115 тыс. км^2 и представляет собой широтный грабен палеозойской платформы, южная часть которого занята морем. На востоке бассейн Отуэй ограничен выступом палеозойского фундамента Морнингтон, который отделяет его от аналогичного бассейна

Гипсленд (рис. 15). С юго-востока бассейн ограничен погребенным палеозойским кряжем, отделяющим его от бассейна Басс. Замыкание бассейна

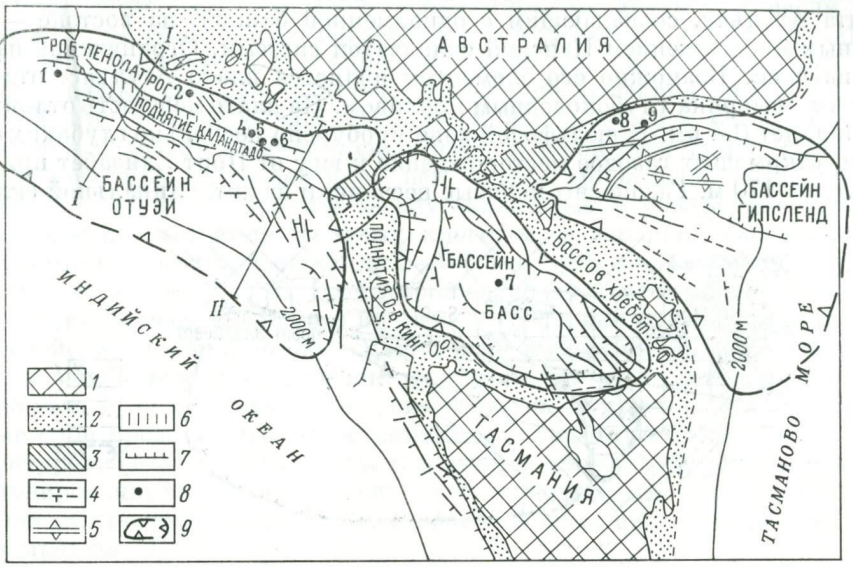


Рис. 15. Прибрежные бассейны юго-восточной Австралии (по Гриффитсу, 1971, с добавлениями).

1 — материк и острова; *2* — подводное продолжение материка; *3* — континентальные блоки, сложенные мезозоем; *4* — нарушения; *5* — оси послемезозойских антиклиналей; *6* — мезозойские поднятия; *7* — граница распространения верхнего мела; *8* — скважины; *9* — граница бассейнов. Разрезы I—I и II—II см. на рис. 16.

связано с поднятием, расположенным на границе шельфа и континентального склона (рис. 16). Бассейн сложен верхнеюрскими и меловыми отложениями, перекрытыми палеогеном и неогеном мощностью более 6 км. В северной части бассейна распространены неоген-четвертичные лавы. В бассейне Отуэй с запада на восток выделяются прогибы Гамбир, Порт Кэмпбелл и Торкэй, разделенные поднятиями. Широко развиты системы сбросов. В бассейне известны притоки углеводородов.

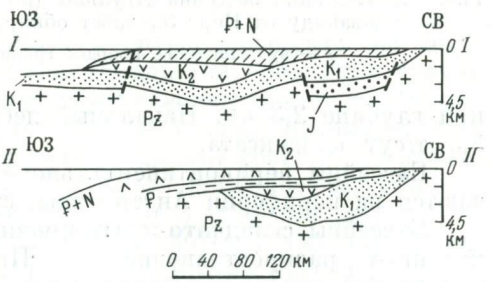


Рис. 16. Разрезы бассейна Отуэй (Оленин, 1969).

Бассейн Агульяс выделяется на самой южной погруженной окраине Африканского материка. Это крупный широтно ориентированный осадочно-породный бассейн, располагающийся между Капидами и океанической платформой (рис. 17). Бассейн сложен толщей пород мощностью до 6 км, представленной

отложениями Капской серии и серии Карру, мела и палеогена. Бассейн Агульяс занимает часть широкого шельфа континентального склона. На западе он ограничен погребенным поднятием фундамента Агульяс, совпадающим с одноименной банкой, на востоке — подводным продолжением Капской складчатой системы. Ограничение на юге не изучено. Возможно его элементом является плато Агульяс, отделенное от материка глубоководным проливом. На плато мощность отложений составляет 0,5 км. В шельфовой зоне пробурено несколько глубоких скважин, открывших газовое месторождение к югу от Порт Елизабет при глубине дна 170 м. Газоносны меловые песчаники на антиклинальной складке

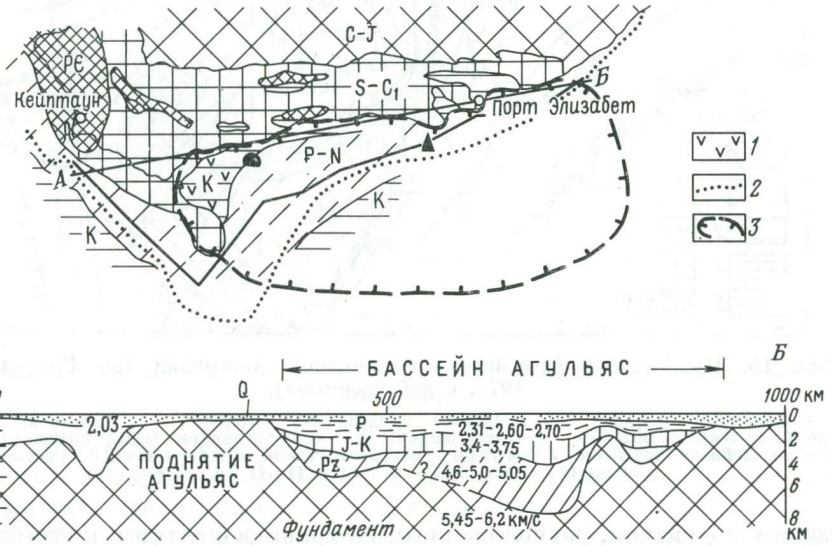


Рис. 17. Строение бассейна Агульяс (по Лейдену и др., 1971, с добавлениями). К юго-западу от Порт Элизабет обнаружена значительная газовая залежь.

1 — вулканические породы; границы: *2* — шельфа, *3* — бассейна.

при глубине 2,3 км. Начальный дебит газа составил 1 млн. м³/сут и 3,5 т/сут конденсата.

Бассейны периконтинентального типа Уилкса и Молодежный намечаются на периферии Антарктиды; строение их не изучено (рис. 50).

Бассейны **складчато-платформенного** типа имеют сравнительно ограниченное распространение в Индоокеанском сегменте. Бассейны подразделяются на три группы: с кайнозойским складчатым обрамлением (Тиморский, Арафурский и Карпентария), с альпийским обрамлением (Персидский, Нижнеиндский и Бенгальский) и с палеозойским обрамлением (Карру, Сент-Винсент).

Бассейны Тиморский, Арафурский и Карпентария занимают обширную подводную окраину Австралийской платформы, погружающейся на север и занятой водами одноименных морей и залива. Со стороны

платформы бассейны ограничены крупным выступом фундамента, названным В. Е. Хаиным Северо-Австралийским щитом. Отдельные приподнятые зоны этого щита Кимберли, Пайн-Крик, Макартур и Эйнасли продолжаются на север в виде погребенных зон поднятий и разграничивают указанные бассейны. Платформенные борта бассейнов охватывают обширные шельфовые пространства, получившие названия шельфа Сахул, острова Ару и южную часть Новой Гвинеи. Северный борт бассейнов образован молодой складчатой системой островной дуги Тимор-Танимбар-Кай и косо причленяющейся к ней зоной кайнозойской складчатости о. Новая Гвинея. На границе между складчатым и платформенным бортами выделяется система краевых прогибов, в западной части которой располагается глубоководный (до 3—3,5 км) трог — Тиморский прогиб.

Островная дуга представляет собой складчатую сложно дислоцированную систему с расчлененным рельефом. В основании ее выступают верхнепалеозойские кристаллические сланцы и терригенно-вулканические формации, перекрываемые карбонатно-терригенными породами триаса, юры и нижнего мела нижнего структурного этажа. Верхнемеловые и палеогеновые слои представлены известняками и глинистыми сланцами среднего структурного этажа. Верхний этаж слагается неоген-четвертичными слабо дислоцированными морскими алевролито-песчаниковыми толщами большой мощности, погружающимися в сторону южных прогибов (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

На Новой Гвинее выделяется Центральная антиклинальная зона, в строении которой участвуют палеозойские кристаллические и метаморфические породы, перекрытые мощным карбонатно-терригенным геосинклинальным комплексом мезозоя. К югу от этой зоны располагается краевой прогиб Новой Гвинеи, заполненный палеогеновыми и главным образом неогеновыми толщами. Палеоген представлен известняками, миоцен — мергелями, известняками, глинами, плиоцен — песчаниками и глинами с прослоями углей, суммарной мощностью более 5 км. Породы смяты в складки, которые выполаживаются в направлении к Австралийской платформе.

Тиморский бассейн имеет вытянутую расширяющуюся на севере форму. Южная часть его отвечает зал. Бонапарта. Западная граница бассейна проводится по погребенному субмеридиональному валу Лондондери, берущему начало от северного окончания блока Кимберли, далее на риф Хайберния и на о. Роти. Восточная граница совпадает с линией, идущей от о. Мелвилл к о. Танимбар. В прибрежной полосе бассейна развиты верхнепротерозойские осадочные породы мощностью до 2—3 км, перекрытые эффузивами позднего докембрия и раннего кембрия и карбонатно-терригенными образованиями кембрия, ордовика, девона и карбона. В направлении к морю появляются пермские и палеогеновые отложения, мощность которых в Тиморском троге составляет несколько километров. На платформенном борту бассейна широко развита блоковая тектоника, а в пределах краевого прогиба — антиклинальные складки, осложненные разрывами.

На шельфе открыто газовое месторождение Петрел (газ дебитом 260 м³/сут получен с глубины 3720 м), а недалеко от г. Дарвин — газовое

месторождение Терн. На складчатом борту бассейна в южной части о. Тимор отмечается большое число нефтегазопроявлений и газовых вулканов. Первые две скважины, пробуренные в 1969 г. у м. Тафара до глубины в 2 км, установили наличие мощного осадочного чехла и ряда хороших коллекторских горизонтов, а также газопроявления из палеоген-неогеновых отложений. Бурение у м. Суай выявило газовое месторождение Суай — Лоро. Из интервала 1185—1197 м был получен приток газа, а из отложений триаса на глубине 1239—1250 м — нефти, плотностью 0,815. В прибрежной зоне и на шельфе имеются крупные антиклинальные складки длиной до 30 км и высотой в несколько сот метров, такие как Актуту или о. Саву, являющиеся объектом изучения.

Арафурский бассейн изучен очень слабо, он скрыт водами одноименного моря, за исключением крайней южной части, где располагается впадина Арнемленд. В пределы бассейна входит периферийная часть островов, образующих северное и северо-западное его обрамление. Осадочный разрез платформенного борта образован морскими породами мела мощностью до 1 км и кайнозоя. Мощность мезозойско-кайнозойских толщ возрастает в сторону складчатого обрамления, где в зоне краевого прогиба Новой Гвинеи достигает нескольких километров. Бурение ведется на шельфе к северу от островов Ару и у о. Крокер.

Бассейн Карпентария отвечает обширной впадине одноименного залива и очень узкой части краевого прогиба, сформировавшегося перед кайнозойской складчатой областью Новой Гвинеи. С юга бассейн отделен погребенным выступом докембрийского фундамента Юрока, с востока — древним складчатым сооружением п-ова Кейп-Йорк, переходящим на о. Хорн и далее на Новую Гвинею. На западе граница идет по склонам докембрийских выступов, а от о. Уэссел — по подводному поднятию Вессел к о. Коморан. По-видимому, нет достаточных оснований включать в бассейн Карпентария прогиб зал. Папуа (впадина Лора), который скорее всего является северным окончанием бассейна Кораллового моря. Бассейн сложен юрскими и главным образом меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями, мощность которых увеличивается с юга на север, достигая 3 км. Здесь намечается несколько структурных зон, связанных с блоковыми движениями фундамента и складчатостью геосинклинальной зоны. Возможно, что бассейн Карпентария вместе с Арафурским являются единым нефтегазоносным бассейном. Аквальные бассейны Тиморский, Арафурский и Карпентария находятся на сравнительно невысоком уровне развития, не достигшем поздней стадии главного этапа.

Персидский бассейн, Нижнеиндский и Бенгальский развивались в зоне сочленения древних платформ (Аравийской и Индостанской) с Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоной, выраженной в современном рельефе молодыми складчатыми горами Загроса, Сулейман-Киртара и Аракан-Йома. По мере формирования осадочно-породных бассейнов некогда обширные морские водоемы сохранились лишь на небольших наиболее прогнутых участках. Это осевая зона краевого прогиба, отвечающая Персидскому заливу, и южные центроклинальные замыкания бассейнов, занятые водами Аравийского моря и Бенгальского залива. Все эти бассейны относятся к категории акватерральных. Чем выше

уровень развития бассейна, тем меньшая площадь морской современной седиментации попадает в его контур. В этом отношении Бенгальский бассейн можно рассматривать как бассейн, занимающий промежуточное положение между аквальными складчато-платформенными бассейнами Северной Австралии и акватерральными бассейнами Персидского залива и Нижнеиндским.

Бенгальский бассейн формировался в своеобразных условиях стыка океанических и континентальных структур. В северную часть Бенгальского бассейна входит одноименный краевой прогиб, втянутый в этот прогиб восточный склон Индостанской платформы и сопряженное с прогибом западное складчатое крыло Аракан-Йомского альпийского мегантиклинория. К югу на продолжении Аракан-Йомского мегантиклинория располагается современная геоантиклинальная дуга Андаманских островов; Бенгальский краевой прогиб замещается засыпанным желобом, располагающимся на продолжении Яванского глубоководного желоба, а континентальная платформа в акватории Бенгальского залива переходит в океаническую. Все это свидетельствует о запаздывании в развитии южной части бассейна по отношению к северной. Характер строения южной половины бассейна пока не изучен. Однако, основываясь на гравимагнитных исследованиях (Гайнанов, Строев, 1972), можно говорить о существовании субширотного порога, протягивающегося в широтном направлении и замыкающего с юга осадочно-породный бассейн, мощность которого в наиболее погруженной восточной части достигает 10 км.

В северной континентальной части (Воскресенский и др., 1971) бассейн сложен толщей (более 5 км) неоген-олигоценовых терригенных молассовых отложений, подстилаемых платформенными терригенно-карбонатными породами эоцена — мезозоя и угленосным гондванским комплексом позднепалеозойского возраста. В сторону океана происходит заметное увеличение мощности четвертичных осадков.

На складчатом борту бассейна имеются многочисленные выходы газа и нефти, приуроченные к неогену и палеогену. В неогеновых отложениях известно 10 газовых месторождений. Газоносны песчаные горизонты свит бокабил и бхубан, залегающие на глубинах 1—3 км. Мощность коллекторов 30—60 м. Залежи пластовые сводовые с суммарными запасами газа до 150 млрд. м^3. Наиболее крупными являются месторождения Силхет, Чатак, Титас и др.

Нижнеиндский бассейн представляет обширную область прогибания, примыкающую к системе краевых прогибов, сопряженных с Киртарским и Сулейманским мегантиклинориями. Бассейн выполнен мощной (до 10 км) толщей терригенно-карбонатных пород мезозоя — кайнозоя и, возможно, палеозоя. На складчатом и платформенном бортах в антиклинальных поднятиях в отложениях главным образом палеогена выявлены месторождения газа. Наиболее крупные из них Суи и Мари. Общие запасы газа бассейна оцениваются в 400 млрд. м^3.

На юге бассейна Карачинский периклинальный прогиб заходит в акваторию Аравийского моря. Его продолжение прослеживается в зоне шельфа и континентального склона. Однако мощности осадочных пород уменьшаются в южном направлении, и бассейн к северу от уже упоминав-

шегося Западно-Катиаварского блокового поднятия, протягивающегося в субширотном направлении на запад от п-ова Катиавар, замыкается (рис. 18). В последние годы в северной части Карачинского прогиба обнаружено несколько новых газовых месторождений (Сари-Синг, Хунди). Бурение на шельфе к югу от Карачи подтверждает замыкание прогиба в акватории на сравнительно небольшом удалении от берега.

Нефтегазоносный бассейн Персидского залива является уникальным по запасам нефти и газа, диапазону нефтегазоносности, количеству месторождений-гигантов с запасами более 1 млрд. т. Разведанные запасы нефти составляют 50 млрд. т, а газа — 2 трлн. м³. Бассейн образован толщей

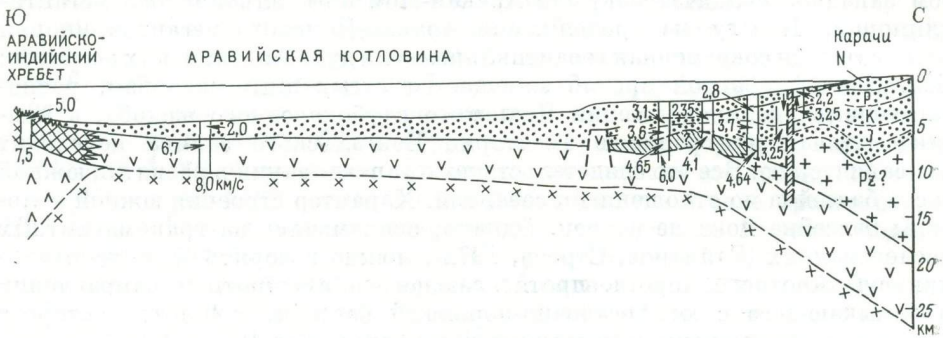


Рис. 18. Разрез через южное окончание Нижнеиндского бассейна (составили А. Г. Гайнанов, Б. А. Соколов).

Условные обозначения см. на рис. 8.

пород от кембрия до современных мощностью до 12 км. Строение и геологическое развитие бассейна оказались оптимальными для формирования нефтегазовых месторождений. Нефтегазоносны породы от пермских до миоценовых.

Первое морское месторождение бассейна Сафания было открыто в 1951 г. Всего в акватории Персидского залива насчитывается более 30 нефтегазоносных месторождений. Большинство из них связано с платформенными дислокациями субмеридионального простирания. Месторождения расположены в юго-восточной и северо-западной части залива. В первом районе месторождения приурочены к погребенным соляным куполам. Месторождения группируются в шесть линейных зон нефтегазонакопления размером 100 × 25 км. Продуктивны известняки и доломиты юры и мела. К западу от Катарского полуострова зоны нефтегазонакопления характеризуются большими размерами и крупными локальными структурами, распространенными в основном на структурной террасе Газа. Продуктивны юрские и меловые породы. Крупнейшими месторождениями являются Сафания, Киркук, Бурган и др.

Месторождения складчатого борта известны лишь в крайней северной части залива, где они образуют несколько антиклинальных зон нефтегазонакопления, ориентированные с юго-востока на северо-запад. Месторождения приурочены к крупным крутым антиклинальным складкам.

Продуктивны карбонатные толщи свиты Мардин (верхний мел) и Асмари (нижний миоцен), перекрытые миоценовыми эвапоритами свиты Фарс. Как указывает М. К. Калинко (1969 г.), извлекаемые запасы дна Персидского залива оцениваются в 12—13 млрд. т нефти.

Третью группу складчато-платформенных бассейнов образуют два возможно нефтегазоносных бассейна Карру в южной Африке и Сент-Винсент в южной Австралии. Они приурочены к краевым прогибам, возникшим в зоне сочленения докембрийских платформ и палеозойских складчатых систем Капской и Аделаидской.

Бассейн Карру сложен осадочной преимущественно континентальной толщей мощностью до 10 км, отвечающей интервалу от силура до юры. На юге слои смяты в умеренные складки, а на платформенном обширном

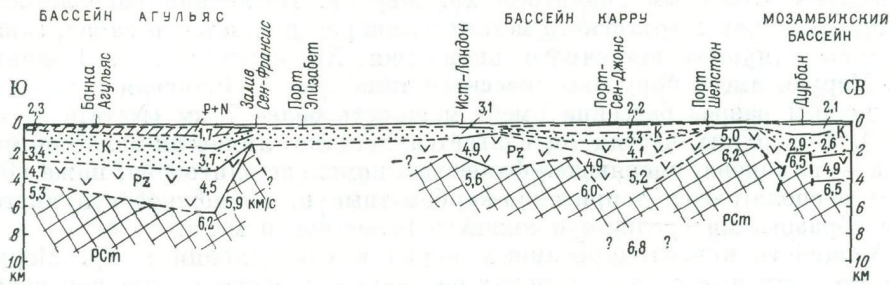


Рис. 19. Разрез восточной морской части бассейна Карру (по Людвигу и др., 1968, с добавлениями).

крыле образуют очень пологую моноклиналь, воздымающуюся к северу. В этом направлении происходит и уменьшение мощностей разреза. Крайняя восточная часть бассейна заходит в акваторию Индийского океана. Бассейн прослеживается между Ист-Лондоном и Порт-Сент-Джонс под шельфом и континентальным склоном на восток на расстояние до 100 км (Людвиг и др., 1968). Морская часть бассейна представлена отложениями систем Капской (скорости 4,9—5,8 км/с), Карру (4,0—5,5 км/с), мела (2,3—3,7 км/с) и кайнозойскими (1,4—1,6 км/с) суммарной мощностью до 4—5 км (рис. 19). Прямые нефтегазопроявления в бассейне, перспективы которого, по-видимому, весьма ограниченны, отмечаются редко.

Бассейн Сент-Винсент, занятый водами одноименного залива, зажат между раннепалеозойскими складками пояса Аделаида на востоке и докембрийским массивом на западе. На юге бассейн от моря отделен поднятием о. Кенгуру. Бассейн асимметричен. Западный склон более пологий перекрыт маломощным чехлом полого залегающих образований палеозоя и кайнозоя. Мощность и дислоцированность пород возрастают на восток, где нижняя часть разреза, сложенная верхнепротерозойскими и кембрийскими породами, достигает 8—9 км. В узкой зоне наложенного грабена они перекрываются рыхлыми осадками кайнозоя мощностью до 0,5—0,6 км. Ограниченно распространены пермские слои мощностью до 900 м.

Макранский бассейн представляет **периконтинентально-складчатый** возможно нефтегазоносный бассейн Индоокеанического сегмента.

Он располагается в зоне сочленения альпийской складчатости с океанической платформой и отвечает Оманской глубоководной котловине Аравийского моря. Его северный борт образован Прибрежно-Макранским широтно ориентированным протяженным прогибом, открывающимся в море. На западе в Оманском заливе южное ограничение бассейна образовано полукругом альпийских складчатых гор Хаджара, развитых на северо-восточном окончании Аравийского полуострова и погружающихся в море. На востоке на материке замыкание бассейна выражено наложенной впадиной Лас-Бела, меридионально ориентированной и заключенной между Макранскими складчатыми хребтами и южным периклинальным погружением Киртарского мегантиклинория. Западный борт впадины осложнен грязевым диапиризмом. Южное ограничение Макранского бассейна образовано подводным глыбовым поднятием хр. Меррея. Последний располагается на продолжении Киртарского мегантиклинория и тянется на запад, заканчиваясь напротив восточного окончания Хаджарских гор. Поднятие хр. Меррея имеет кору океанического типа, как и Оманская котловина. Осадочный разрез бассейна имеет мощность более 7 км (Narain at al., 1968). В верхних частях он слагается песчано-глинистой молассой миоцена — плиоцена, сменяющей флишевый комплекс олигоцена, ниже которого располагаются терригенно-карбонатные и, возможно, вулканогенные образования среднего и нижнего палеогена и мела.

Мощность консолидированных пород в направлении к хр. Меррея заметно сокращается и в пределах последнего развиты в основном неконсолидированные осадки со скоростями продольных волн до 2,0 км/с. В осушенных периферийных частях бассейна расположены зоны антиклинальных складок, строение которых к югу упрощается. Скважина Карати, пробуренная восточнее г. Карачи в прибрежной части бассейна до глубины в 4,1 км, вскрыла миоцен-плиоценовую толщу песчаников и глин и отметила газопроявления в верхних частях разреза.

К типу **периокеанических** возможно нефтегазоносных бассейнов в пределах Индоокеанического сегмента можно отнести своеобразную систему осадочно-породных бассейнов, располагающихся вдоль внешнего склона Бирмано-Яванской островной дуги. Бассейны с востока и севера ограничены кайнозойскими складками островов Суматра и Ява, а с запада и юга — дугой Яванского желоба. Поперечное сечение бассейнов представлено узкой впадиной протяженностью до 300 км, обычно не полностью компенсированной осадками, и ограничивающим ее со стороны океана антиклинальным поднятием, внешнее крыло которого сопряжено с внутренним бортом глубоководного желоба (рис. 20). Мощность осадочных пород во внутреннем прогибе достигает нескольких километров, а на внутреннем борту желоба сокращается до 1 км, хотя мощность рыхлых осадков возрастает. В этом же направлении происходит утонение гранитного слоя вплоть до полного исчезновения под днищем желоба (Гайнанов и др., 1970).

Бассейны имеют протяженность от 600 до 1000 км, и разграничены поперечными поднятиями. С севера на юг намечаются следующие бассейны: Никобарский, Ниас, Ментавай, Южно-Яванский, Ломбок и Саву. Наиболее крупным является Ментавай, совпадающий с одноименным проливом.

Бассейны сложены дислоцированным комплексом палеогеновых и неогеновых отложений, мощность которых на суше достигает нескольких километров. Нижняя часть разреза до верхнего миоцена включает трансгрессивную серию морских отложений, представленных глинистыми толщами, обычно рассматриваемыми как нефтегенерирующие. Выше залегают прибрежно-морские и континентальные терригенные породы. Песчаники характеризуются неплохими коллекторскими свойствами. Осадочные породы образуют линейные складки, в различной степени тектонически нарушенные. В ряде случаев они хорошо выражены в рельефе.

Бассейны и особенно связанные с ними краевые зоны океана изучены весьма слабо. Морское бурение в настоящее время ведется на шельфе

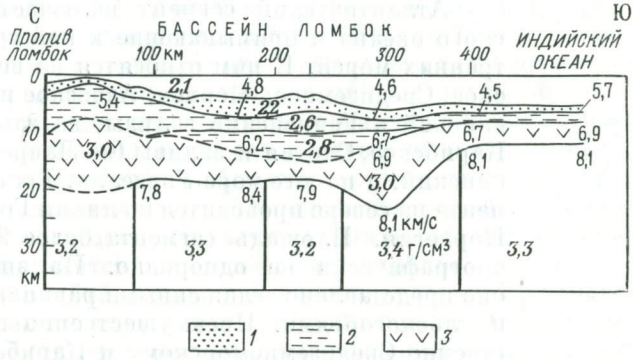


Рис. 20. Разрез бассейна Ломбок (составил А. Г. Гайнанов).

1 — рыхлые осадки; *2* — надбазальтовый слой; *3* — базальтовый слой.

о. Суматра в Никобарском бассейне у г. Мелабох и на северо-востоке бассейна Ниас (скважина Лакота).

Внутриокеанические возможно нефтегазоносные бассейны в Индоокеанском сегменте выделяются с большой долей условности. Региональные геофизические исследования выявили отдельные крупные внутриокеанические изометрического очертания блоки с корой, близкой к континентальной. В них определена мощная слоистая осадочная толща консолидированных пород. Линзы этих пород можно предположительно рассматривать как осадочно-породные бассейны, и в таком случае можно говорить о наличии возможно нефтегазоносных бассейнов в пределах собственно океанической структуры. Бассейны такого типа могут быть установлены на Западно-Австралийском поднятии (бассейн Брокен), в районе Сейшельских и Маскаренских островов, на плато Кергелен, Агульяс, Натуралист, Валлаби. Наиболее интересны два первых района.

В бассейне Брокен под рыхлыми осадками устанавливается толща консолидированных отложений мощностью до 3 км, со скоростями продольных волн до 4,7 км/с. При драгировании на склонах хр. Брокен были подняты известняки эоцена. Ниже осадочных слоев выделяются горизонты, отождествляемые с гранитным слоем. Границами этого весьма условно выделяемого бассейна будут контуры распространения тела консолидированных толщ. Недавно нефтепоисковые работы начаты в пределах Маскаренских островов к северу от о. Маврикий.

Глава VIII

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТА

Атлантический сегмент включает акваторию Атлантического океана и примыкающие к ней группы окраинных и внутренних морей. К ним относятся на востоке Северное, Балтийское, Средиземное, Черное, Азовское и Каспийское моря, Бискайский и Гвинейский заливы, на западе моря Лабрадорское, Карибское, Скотия и заливы Св. Лаврентия, Гудзонов и Мексиканский, а на юге море Уэдделла. Граница Атлантического сегмента на севере проводится по линии Гренландия — Исландия — Норвегия. Площадь сегмента более 93 млн. км^2. Обрамление орографически не однородно. На значительном протяжении оно представлено сглаженными равнинами, реже низменностями и плоскогорьями. Преимущественно горное обрамление свойственно Средиземноморскому и Карибскому регионам, а также самым южным окончаниям Американского и Африканского материков (рис. 21). На подводных окраинах материков широко распространены краевые плато.

Ложе Атлантического океана имеет сложную орографическую характеристику и делится Срединноатлантическим хребтом на западную и восточную части. Возможным северо-западным ответвлением срединного хребта считается Лабрадорский рифтовый хребет. В рельефе ложа выделяются океанические котловины, подводные возвышенности, океанические валы и кряжи. Наиболее полно рельеф и геоморфологические зоны Атлантического сегмента представлены на физико-географической карте (под редакцией А. П. Лисицина, 1968 г.) и геоморфологической карте (под редакцией А. П. Лисицина и А. В. Ильина, 1968 г.). Большой вклад в изучение глубинного строения дна Атлантики внесли советские исследователи. Морские буровые работы в акваториях океана начаты давно. В результате к настоящему времени открыто большое количество нефтяных и газовых месторождений.

Уникальный материал о строении глубоководных частей Атлантического океана получен в результате бурения более 50 скважин с «Гломар Челленджер».

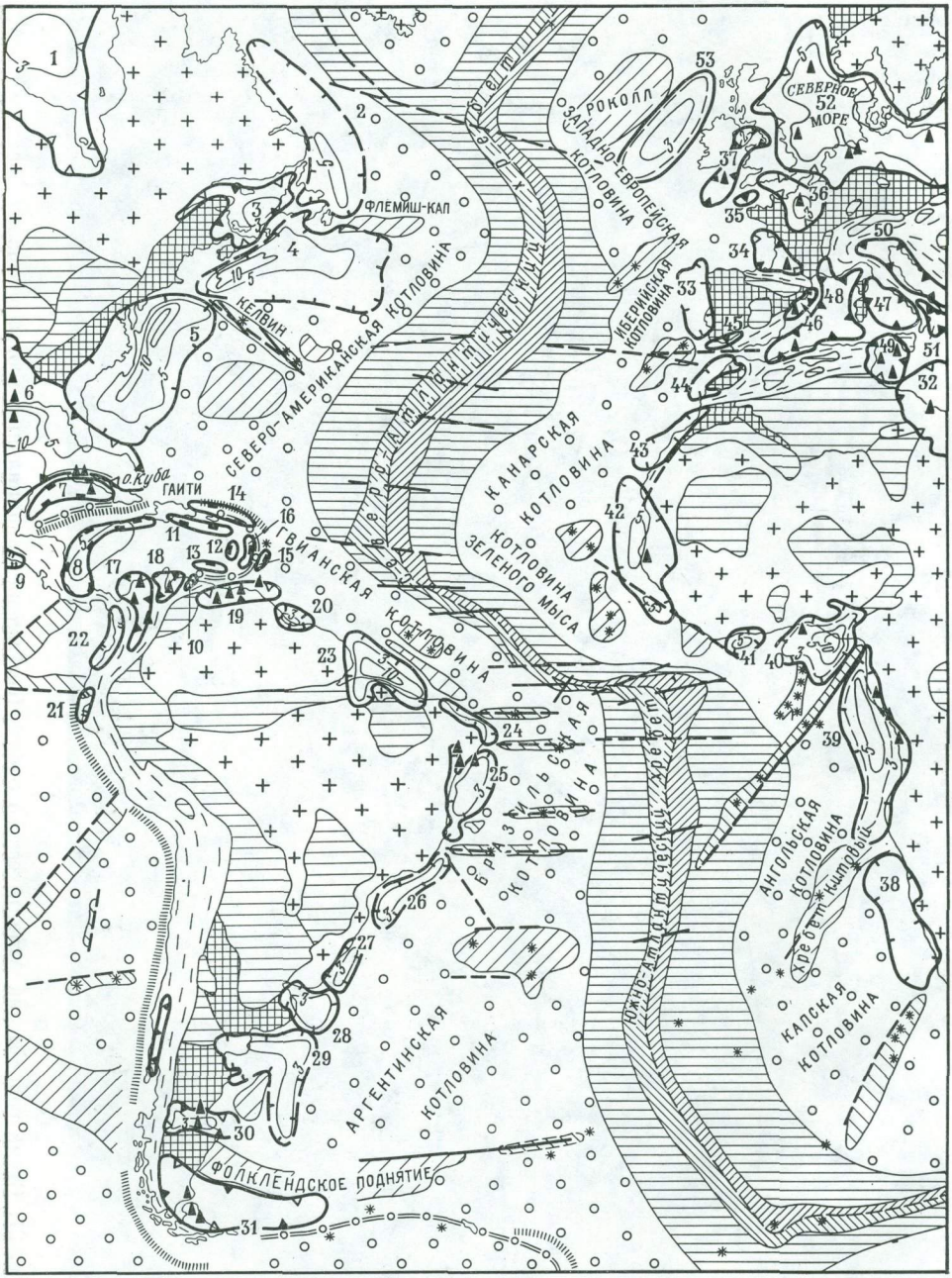
Геологическое строение

Строение материков, обрамляющих Атлантический сегмент, неоднородно (рис. 22). Окраины Африканского, Антарктического, Южно-Американского и отчасти Северо-Американского континентов представляют собой массивы древних эпикарельских платформ, а окраины Европы южной и центральной частей Северной Америки и северо-западной Африки — эпипалеозойские платформы, палеозойские и мезозойско-кайнозойские складчатые сооружения. На юго-западной периферии Атлантического сегмента располагаются современные геосинклинальные сооружения Южно-Антильской островной дуги и западной Антарктиды. На южной оконечности Африки развита палеозойская Капская складчатая система. Ее предполагаемым аналогом в Южной Америке могут рассматриваться проблематичные герциниды Сьерра-Буэнос-Айрес (Хаин, 1971). Южно-Американский материк между Магеллановым проливом и устьем Ла-Платы занят молодой (эпикаледонской) Патагонской платформой. Фрагменты байкальской складчатости преимущественно субмеридионального простирания отмечаются вдоль краевых частей материков, между устьями Амазонки и Ла-Платы в Южной Америке, между Мавританией и Сьерра-Леоне на западном берегу Африки, в центральной и в юго-западной Африке. Можно полагать, что значительная часть этих древних складчатых систем продолжается на подводных окраинах материков. В Антарктиде выходы позднебайкальской — раннекаледонской складчатой системы субмеридионального простирания наблюдаются в восточной части моря Уэдделла. На окраине древней Антарктической платформы в пределах Земли королевы Мод обнажаются метаморфические породы фундамента субширотного простирания, подвергшиеся позднебайкальскому — раннекаледонскому «омоложению». Западно-европейской и северо-американской частям обрамления сегмента свойственны преимущественно складчатые структуры каледонского и герцинского возраста: герциниды Ньюфаундленда, Аппалачей, системы Уачита и Маратона, имеющие в основном субатлантическое простирание. В северо-восточной Канаде воды Атлантики омывают выходы на поверхность древнего щита. В Западной Европе элементами складчатого обрамления океана являются каледониды Британских островов, герцинские сооружения Пиринеев, Франции и южной Ирландии. Шельфовые Северное и Балтийское моря располагаются в основном на древней платформе.

Подводные части материков эпикарельских платформ могут быть трех морфологических типов: к первому относятся крупные внутриплатформенные впадины северо-восточной Канады и Балтийского моря, ко второму — впадины грабенообразного вида Лабрадорского и Баффинова морей, строение подводного продолжения платформы третьего типа носит блоковый характер и наблюдается в большей части атлантической окраины Южной Америки, в Антарктиде и Африке.

Затопленные палеозойские сооружения материков можно подразделить на два типа. Первый присущ платформенным областям, второй — орогенам. Платформенный тип свойствен Атлантическому побережью США, большей части Мексиканского залива, берегам Аргентины,

Рис. 21. Схема рельефа дна Атлантического океана (составлена Национальным географическим обществом США, 1968).


Срединно-Атлантический хребет
Флемиш-кап
Келвин
Северо-Американская котловина
Куба
Гаити
Гвианская котловина
Бразильская котловина
Аргентинская котловина
Фолклендское поднятие
Западно-Европейская котловина
Роколл
Северное море
Иберийская котловина
Канарская котловина
Котловина Зеленого Мыса
Южно-Атлантический хребет
Ангольская котловина
Хребет Китовый
Капская котловина

Северному морю, сюда же следует относить район Ирландского моря, Ла-Манша северной части Бискайского залива и Португальское побережье несмотря на то, что краевые части континентов представлены здесь преимущественно выведенными на поверхность сглаженными породами палеозойского фундамента. Второй, орогенный, тип — каледонские и герцинские складчатые сооружения — распространены у берегов северной Ирландии, Шотландии, Скандинавии, Южной Африки.

Мезозойско-кайнозойские складчатые сооружения известны в основном в переходных областях в южной части Бискайского залива и в Средиземноморском регионе.

Переходные области — Карибский и Южно-Антильский регионы — связаны с современными подвижными геосинклинальными поясами. Для них характерны сложные взаимоотношения подводных и наземных структур, мозаичный характер расположения разных типов земной коры, значительная расчлененность рельефа, интенсивные аномалии силы тяжести в редукциях Фая, Буге и изостатической и высокая сейсмичность. В Карибском и Южно-Антильском регионах выделяют глубоководные котловины, подводные хребты и возвышенности, островные дуги и глубоководные желоба. Часто глубоководные желоба располагаются и с внешней, и с внутренней стороны островных дуг, например желоба Пуэрто-Рико и Бартлетт.

Особое место в Атлантическом сегменте принадлежит Средиземноморскому региону, который в целом представляет собой очень сложную систему приподнятых и опущенных блоков, обрамленных альпийскими складчатыми зонами. Располагается он в трех различных зонах: северной и южной — складчато-платформенных и центральной — складчато-глыбовой (внутрискладчатой).

Северная зона отвечает эпипалеозойской платформе, сочленяющейся с Крымско-Кавказско-Копетдагской альпийской складчатой системой. Центральная складчато-глыбовая зона состоит из крупных межгорных впадин и срединных массивов, зажатых между различно ориентированными ветвями альпийской складчатости и выраженных на современном историческом этапе, как правило, глубоководными котловинами. Характерными особенностями большинства этих котловин являются отсутствие гранитного слоя и увеличенная мощность осадочных отложений. Так,

---

Рис. 22. Схематическая карта нефтегазоносных бассейнов Атлантического сегмента (составлена Д. В. Несмеяновым, А. Г. Гайнановым, Б. А. Соколовым).

Бассейны: 1 — Гудзонов, 2 — Лабрадорский, 3 — Восточно-Канадский, 4 — Новошотландский, 5 — Блейк, 6 — Мексиканского залива, 7 — Северо-Карибский, 8 — Центрально-Карибский, 9 — Гватемальский прибрежный, 10 — Бонаире-Токуйо, 11 — Южно-Пуэрториканский, 12 — Восточно-Карибский, 13 — Южно-Карибский, 14 — Северо-Пуэрториканский, 15 — Тобаго, 16 — Гранада, 17 — Магдаленский, 18 — Маракаибский, 19 — Оринокский, 20 — Гвианский прибрежный, 21 — Гуякильский (Прогрессо), 22 — Отрато-Каука, 23 — Марахо-Баррейриньяс, 24 — Северо-Восточный прибрежный, 25 — Баия-Сержипе-Алагоас, 26 — Эспирито-Санто-Кампус, 27 — Пелотас, 28 — Рио-Саладо, 29 — Рио-Негру, 30 — Сан-Хорхе (Комодоро-Ривадавия), 31 — Магелланов, 32 — Ливийско-Египетский, 33 — Португальский, 34 — Аквитанский, 35 — Западно-Ламаншский, 36 — Англо-Парижский, 37 — Ирландского моря, 38 — Капский, 39 — Кванза-Камерунский, 40 — Нижненигерский, 41 — Камоэ, 42 — Западно-Африканский, 43 — Южно-Канарский, 44 — Западно-Марокканский, 45 — Андалузский, 46 — Валенсийский, 47 — Тирренский, 48 — Алжир-Прованский, 49 — Тунисско-Сицилийский, 50 — Адриатический, 51 — Тарантский, 52 — Североморско-Балтийский, 53 — Роколл.

Условные обозначения см. на рис. 6.

в Черноморской и Южно-Каспийской котловинах мощность осадочных слоев достигает 10—15 км, в Балеарской — 6 км, в Адриатической более 4 км. В пределах последней гранитный слой присутствует, что следует считать, скорее, исключением. В общем, котловины характеризуются положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге и дифференцированным магнитным полем. В некоторых из них развит соляной диапиризм. Геологическая природа глубоководных частей Средиземноморского региона, лишенных гранитного слоя, пока еще не ясна. Некоторые исследователи рассматривают эти океанические окна как непереработанные остатки некогда существовавшего здесь обширного океана Тетис, другие (В. Е. Хаин, М. В. Муратов, И. В. Архипов, А. И. Резанов) считают их глубоко опущенными и переработанными жесткими древними массивами. В. В. Тихомиров, А. А. Борисов, И. В. Резанов и другие высказали предположение,

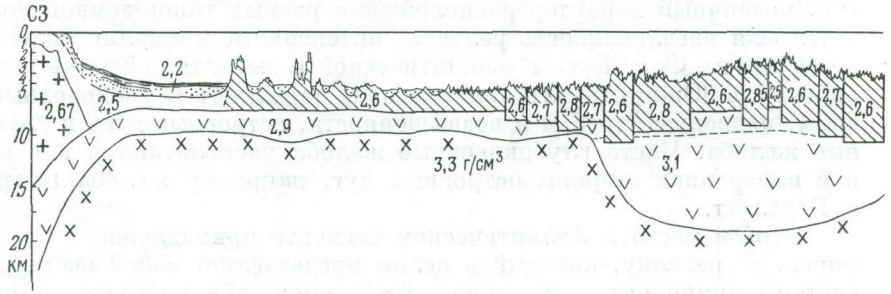


Рис. 23. Схематический разрез по профилю Северная Америка — Африка (составил А. Г. Гайнанов). Под срединным хребтом плотность 3,1 г/см³ отвечает аномальным породам верхней мантии.

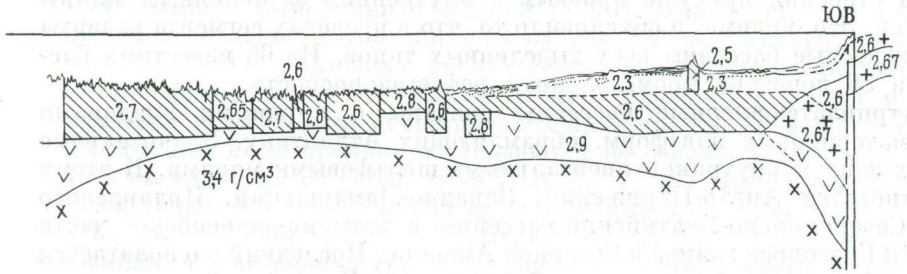
Условные обозначения см. на рис. 8.

что исчезновение гранитного слоя является результатом интенсивного погружения и быстрого накопления осадков.

Южная складчато-платформенная зона отвечает восточной котловине региона (Ионическое и Левантийское моря) и определяется характером сочленения древней Африканской платформы с отдельными элементами альпийского пояса, развитыми на севере Туниса и Сицилии, юге Италии, Греции и Турции. Это сочленение осуществляется по системе кулисообразных впадин, в которой центральное положение занимает Геленский глубоководный желоб и его восточное и западное засыпанные осадками продолжения. Вся система сочленения Африканской платформы с альпийским складчатым поясом может интерпретироваться как структура зарождающихся краевых прогибов. Желоб с юга сопряжен с глубоководными котловинами Ионического и Левантийского морей, также характеризующихся отсутствием гранитного слоя, повышенной (более 3 км) мощностью осадков и развитием соляных куполов.

Ложе Атлантического океана представляет собой крупнейший самостоятельный элемент структуры земной коры. В структуре ложа Атлантического океана можно выделить океанические котловины, или талассоантеклизы, внутриокеанические своды, валообразные, горстообразные и приразломные поднятия. В западной части океана с севера на юг располагаются Лабрадорская, Ньюфаундлендская, Северо-Американская, Гвианская, Бразильская и Аргентинская котловины; в восточной части — Западно-Европейская, Иберийская, Канарская, Зеленого Мыса, Гвинейская, Ангольская и Капская котловины. Южная часть сегмента занята Африкано-Антарктической котловиной.

Котловины разделяют положительные структурные элементы. Внутриокеанические своды осложняют днища котловин. Так, в Северо-Американской котловине известен Бермудский свод, в Западно-Европейской — свод Роколл, в котловинах Канарской и Зеленого Мыса — одноименные своды. В пределах ложа Атлантического океана широко распространены приразломные поднятия. Большинство из них представлено цепочками разобщенных островов, связанных единой зоной тектонических нарушений. Часто приразломные поднятия выходят за пределы ложа океана, пересекают подводную окраину материка и продолжаются на суше.



Продолжение отдельных структур усматривается и в разломах Срединно-атлантического хребта. Наиболее крупными поднятиями приразломного типа являются Келвин у берегов США, Форталеза-Фернанду-ди-Норанья, Ресифи, Витория-Триндади у берегов Бразилии, Камерунское в Гвинейском заливе, поднятия, связанные с Западно-Азорской и Восточноазорско-Гибралтарской зоной разломов, и т. д. Хребет Китовый и горстообразное широтное поднятие, связанное с банкой Флемиш-Кап, относятся к типу валообразных.

Ложу Атлантического океана свойствен типичный океанический разрез земной коры с маломощным осадочным слоем, представленным преимущественно рыхлыми образованиями (рис. 23). В аномальном гравитационном поле четко прослеживается различие котловин восточной и западной частей океана. Так, на схеме осредненных по квадратам $5 \times 5°$ аномалий силы тяжести в редукции Фая западная часть Атлантики характеризуется отрицательными аномалиями Фая $-20 \div -40$ миллигал с минимумом, превышающим 60 миллигал у желоба Пуэрто-Рико и в центральной части Бразильской котловины. Для восточной части Атлантики характерны положительные аномалии Фая, изменяющиеся от нуля до $+40$ миллигал. При этом южная часть Атлантического океана отличается от северной более крупными положительными аномалиями Фая (Talwani, Le Pichon, 1969). Анализ осредненных изостатических аномалий

показывает, что большая часть морфоструктур дна Атлантического океана изостатически компенсирована. Однако восточно-западная асимметрия сохраняется при любых схемах изостатической компенсации, предполагающих однородную в горизонтальном направлении плотность верхней мантии (Гайнанов, Корякин, 1967; Ващилов, Гайнанов, 1968). Комплексные геолого-геофизические исследования различных частей Срединноатлантического хребта выявили особенности морфологии хребта и глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Нефтегазоносность

Атлантический сегмент отличается сложностью геологического строения и большим разнообразием типов геологических структур. Особая пестрота строения присуща краевым и внутренним затопленным частям материков. Это, видимо, и обусловило то, что в пределах сегмента развиты нефтегазоносные бассейны всех выделенных типов. Из 65 известных бассейнов в 38 доказана промышленная нефтегазоносность.

Внутриплатформенные бассейны связаны с крупными впадинами в теле материковых платформ, обрамляющих Атлантику. Значительные части их заняты внутриконтинентальными шельфовыми морями. К этому типу относятся Англо-Парижский, Западно-Ламаншский, Ирландского моря и Североморско-Балтийский бассейны в западно-европейской части и бассейн Гудзонова залива в Северной Америке. Последний располагается на докембрийском фундаменте. Североморско-Балтийский характеризуется разновозрастным, а остальные — палеозойским складчатым основанием.

Возможно нефтегазоносный бассейн Гудзонова залива связан с обширной весьма плоской синеклизой Канадского щита, выполненной отложениями ордовика, силура, девона и в меньшей степени мезозоя и кайнозоя, суммарная мощность которых превышает 3 км в центре залива. Скважина, пробуренная на побережье зал. Джемс, вскрыла преимущественно карбонатные отложения нижнего палеозоя и терригенные породы мела общей мощностью до 600 м. Для бассейна характерно пологое постепенное погружение слоев под воды залива без существенных изменений строения геологических элементов и разреза земной коры. При бурении скважины глубиной 1,2 км в акватории залива к северу от г. Форт-Северн были встречены нефтегазопроявления в палеозойских отложениях.

Англо-Парижский нефтегазоносный бассейн связан с крупным прогибом палеозойской платформы. Центральная часть его занята прол. Ла-Манш. Обрамление бассейна представлено большей частью сглаженными невысокими возвышенностями, сложенными разновозрастными образованиями: на севере массив Корнуэлл, на северо-востоке — Арденский, на востоке — Вогезы, на юге и западе — Центральный и Арморикансий массивы. Бассейн, имеющий верхнепалеозойский фундамент, слагают отложения, триаса, юры, мела, палеогена и четвертичные мощностью до 3 км. Осадочные слои смяты в пологие разбитые разрывами брахиантиклинальные и куполовидные складки, наследующие простирание структур фундамента. Структурные элементы фундамента в восточной части про-

должают запад-юго-западное простирание Арденн, которое затем меняется на запад-северо-западное, что соответствует простиранию складок Армориканского и Корнуэльского массивов. На северо-западе бассейна располагается Гемпширская впадина, раскрывающаяся в сторону восточного Ла-Манша. На юго-востоке на территории Франции от Парижской впадины она отделяется структурной перемычкой.

В бассейне выявлено около 10 небольших месторождений нефти. На некоторых площадях во впадине Гемпшир получены притоки газа. Основные продуктивные горизонты приурочены к известнякам верхней и средней юры, меньшее значение принадлежит песчаникам баррема и триаса.

Западно-Ламаншский бассейн располагается в западной части прол. Ла-Манш, где по данным геофизических исследований и донных проб выделяется сравнительно узкая, вытянутая в северо-восточном направлении впадина, выполненная толщей (3 км) кайнозойских и мезозойских пород, несогласно наложенных на палеозойскую структуру (Херси, Уиттард, 1970). Обрамляющие пролив берега Корнуэлла и Бретани сложены метаморфическими и кристаллическими породами нижнего и среднего палеозоя и докембрия субширотного простирания. Эти породы продолжаются под дном пролива и отмечаются на сейсмопрофилях на глубинах до 3 км как слой со скоростями 4,36—5,34 км/с. Выше выделяются слои нормальных осадочных пород со скоростями волн 2,66—2,84; 1,66—1,78 и 1,5 км/с. Пробы грунта показывают, что на дне пролива развиты образования плейстоценового, плиоценового, миоценового, палеогенового, мелового и юрского возраста. Судя по этим данным, впадина западного Ла-Манша не имеет продолжения на суше и начала прогибаться в юрское или раннемеловое время. В северо-восточном направлении она, по-видимому, замыкается и не имеет прямой связи с Англо-Парижской впадиной. В. В. Белоусов (1968 г.) полагает, что продольное ограничение рассматриваемой впадины связано с тектоническими разрывами между современной сушей и шельфом, имеющими простирание резко несогласное с простиранием палеозойских структур.

Бассейн Ирландского моря располагается в акватории, краевые части его охватывают береговую полосу Ирландии и Англии, юго-западное ограничение бассейна со стороны открытого океана не известно. Бассейн представляет собой наложенную впадину в теле каледонской складчатой системы. Геологическое строение окружающей суши позволяет предполагать, что она выполнена пермо-триасовыми, каменноугольными и возможно девонскими осадочными породами, мощность которых по материалам сейсморазведки колеблется от 1 до 3 км. При определении мощности к осадочным породам относились слои со скоростями до 4,7 км/с (Ботт, 1969). По поверхности фундамента бассейн дифференцирован на ряд частных прогибов. Образование бассейна связывается с опусканием по разломам в позднем палеозое — раннем мезозое части каледонской складчатой системы.

В бассейне вблизи Ливерпуля известно месторождение нефти Формби, открытое в 1939 г. Здесь продуктивны песчаники верхнего триаса, залегающие на глубинах 60—90 м. Годовая добыча измеряется сотнями тонн. Многочисленные нефтепроявления отмечались в угленосной толще

верхнего карбона. Однако скважины, пробуренные на суше до глубин 2,5 км и вскрывшие карбонатную толщу нижнего карбона, промышленных скоплений нефти не встретили.

Первая морская скважина глубиной 1,95 км, пробуренная в 1971 г. на площади Маратон в 60 км к югу от г. Корк на юго-восточном побережье Ирландии, обнаружила промышленное скопление газа в интервале глубин 810—915 м. Перспективными в море считаются песчаники пермо-триаса и среднего — верхнего карбона и известняки нижнего карбона.

Североморско-Балтийский (Северо-Европейский) нефтегазоносный бассейн — наиболее крупный по запасам и уровню нефтегазодобычи среди внутриплатформенных бассейнов Атлантического сегмента расположен в огромной области прогибания в северо-западной части Европейской платформы. Центральные его районы заняты шельфовыми Северным и Балтийским морями. Склоны Балтийского щита ограничивают бассейн на севере. Эстонская гемиантеклиза и Белорусская антеклиза — на востоке, выходы на поверхность Европейских герцинид — на юге, каледониды Великобритании и Скандинавии и их предполагаемые продолжения в Северном море — на западе и северо-западе. Структурные элементы обрамления продолжаются на подводной части материка, образуя разновозрастное основание бассейна. В бассейне выделяют три структурных элемента: Балтийскую синеклизу, характеризующуюся докембрийским фундаментом, Североморскую синеклизу, развивающуюся, видимо, с середины палеозоя в теле эпикаледонской платформы, и разделяющий их Датско-Польский авлакоген.

Строение земной коры на большей части бассейна имеет типичный континентальный облик. Однако в центральных районах Североморской синеклизы и у южных берегов Норвегии разрез земной коры характеризуется исчезновением гранитного слоя, что совпадает с участком максимального погружения дна, компенсированного накоплением осадков мощностью 10—15 км.

Осадочное выполнение бассейна неоднородно. В Балтийской синеклизе бурением установлены терригенные отложения верхнего протерозоя и кембрия, глинистые и карбонатные породы ордовика и силура, терригенные и хемогенные осадки девона, нижнего карбона и перми, терригенные и карбонатные отложения мезозоя, палеогена и неогена. Наибольшие мощности приурочены к центральным частям синеклизы и не превышают 5—7 км, при этом большую ее часть составляют палеозойские отложения.

Осадочный разрез Североморской синеклизы представлен отложениями палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Наиболее древние породы, вскрытые скважинами в прибрежной части Англии, датируются силуром и ордовиком. Наибольшая мощность (до 10—15 км) осадочных отложений во впадине Девилс-Хол в северной части синеклизы. Верхнепермские отложения представлены карбонатными и галогенными породами. Последние образуют многочисленные соляные штоки и антиклинали. Максимальная мощность верхнепермских отложений, отмеченная скважинами во Фризской впадине, превышает 1700 м. Осадочные породы, слагающие разрез Североморской синеклизы, по особенностям строения подразделяются на три структурных этажа: подцехштейновый, цехштей-

новый (галогенный) и надцехштейновый. Нижний этаж обнаруживает черты унаследованности от структуры фундамента. Структура надцехштейнового этажа носит наложенный характер, причем степень несовпадения пропорциональна мощности галогенного комплекса отложений.

Наиболее погруженная часть Балтийской синеклизы (4—6 км) смещена к югу. Несмотря на пологое погружение фундамента от периферии синеклизы к центру в его строении большую роль играют разломы преимущественно субмеридионального и северо-западного простирания. Североморская синеклиза, по сравнению с Балтийской, более прогнута. В широтном сечении она асимметрична с более крутым восточным крылом. Фундамент разбит разломами и ступенчато погружается от краевых частей к центру, смещенному на север (рис. 24).

По данным геофизики и бурения в пределах акваториальной части синеклизы Северного моря выделяются впадины Девилс-Хол, Английская, Фризская, Немецкая бухта, Большой грабен, Шлезвиг-Гольштейнская, грабен Осло и разделяющие их приподнятые тектонические зоны — Норвежская, Центрально-Североморская, Доггер-банк, Утрехтская, Помпецкого, Нидерландская и др. На строение западной части бассейна большое влияние оказывает солянокупольная тектоника.

В настоящее время Североморско-Балтийский бассейн превратился в крупнейший нефтегазодобывающий регион Западной Европы. Особое значение имеет его западная часть, характеризующаяся многочисленными месторождениями нефти и газа как на суше, так

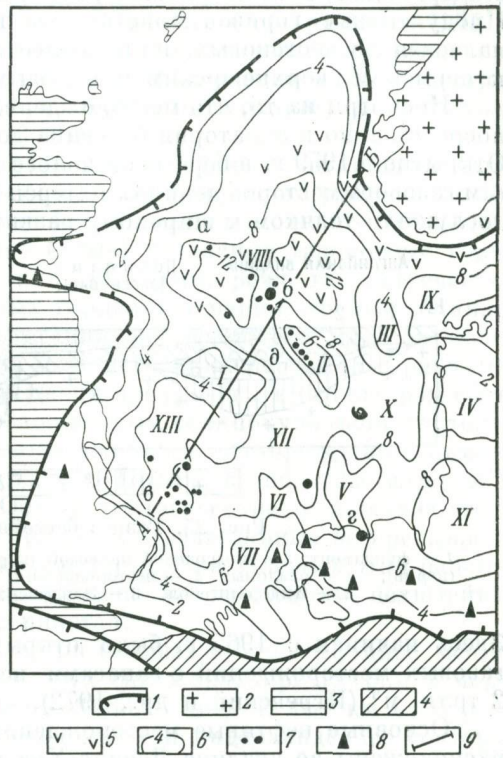


Рис. 24. Схема строения западной части Североморско-Балтийского бассейна (составил Д. В. Несмеянов).

1 — граница нефтегазоносного бассейна; *2* — Балтийский щит; *3* — каледониды; *4* — герциниды; *5* — районы существенного утонения или исчезновения гранитного слоя; *6* — изогипсы поверхности складчатого основания в км; месторождения нефти и газа: *7* — в море, *8* — на суше; *9* — линия профиля (см. рис. 25). Поднятия: *I* — Доггер-банк, *II* — Центрально-Североморские, *III* — Норвежские, *IV* — Рингкебингфюн, *V* — Гронингенское, *VI* — Нидерландский вал, *VII* — Утрехт-Амерсфортское. Впадины: *VIII* — Девилс-Хол, *IX* — Северо-Датская, *X* — Немецкая бухта, *XI* — Шлезвиг-Гольштейнская, *XII* — Фризская, *XIII* — Английская. Месторождения: *а* — Фортис; *б* — Экофиск, Западный Экофиск, Эргфиск, Эльдфиск, Торфельд, Код, Джозефин, Аик: *в* — Леман-банк, Западный Соле, Хьюст, Индефатигейбл, Локтон и др., *г* — Слохтерен; *д* — *I*, *H*, *E*, *N*, *M*, *A*.

и в акватории Северного моря. Нефтяные и газовые месторождения на суше, обрамляющей акваториальную часть бассейна, известны в ФРГ, Нидерландах, Великобритании, ГДР, Польше и в Советской Прибалтике. Продуктивные горизонты встречены в разрезе отложений от нижнего палеозоя до неогеновых, но наиболее мощные и постоянные приурочены к пермским, верхнеюрским и меловым толщам.

Несмотря на то, что месторождения на суше известны уже давно, непосредственно в акватории бассейна долгое время не начинались поиски. Открытие в 1959 г. в береговой полосе Нидерландов уникального по запасам газового месторождения Слохтерен (извлекаемые запасы 1,944 трлн.м³) послужило толчком к широкому развитию нефтепоисковых работ в море.

Рис. 25. Разрез бассейна Северного моря.

1 — фундамент; *2* — подсолевой палеозой (карбон и пермь), *3* — соленосный комплекс (пермь); *4* — разломы; *5* — месторождения (цифры на рисунке): 1 — Леман-банк; 2 — Индефатигейбл; 3 — Эльдфиск; 4 — Экофиск; 5 — Торфельд.

Здесь начиная с 1965 г. было открыто более 40 морских нефтяных и газовых месторождений с запасами нефти 500—700 млн. т, а газа 1,5—2 трлн. м³ (Игревский и др., 1972).

Основные нефтяные месторождения в Североморской части бассейна расположены во впадине Девилс-Хол на пограничных участках Норвежского и Британского секторов; газовые месторождения концентрируются у берегов Британии; небольшое количество нефтяных и газовых месторождений обнаружено у берегов Дании и Нидерландов (рис. 25).

Во впадине Девилс-Хол, в норвежском секторе в 1968 г. открыто первое газоконденсатное месторождение Код, с продуктивными горизонтами в кайнозое на глубине 2745 м. Запасы конденсата оценены в 60 млн. т. В 1969 г. обнаружено первое нефтяное месторождение Экофиск, извлекаемые запасы которого составляют более 400 млн. т. Месторождение располагается в 275 км от норвежского берега. Гигантские скопления нефти приурочены к пористым известнякам палеогена и верхнего мела в интервале глубин 3050—3270 м. Нефть малосернистая плотностью 0,849 г/см³. В норвежской части впадины Девилс-Хол выявлено еще несколько месторождений нефти (Западный Экофиск, Эльдфиск, Эргфиск, Торфельд) и газа (Фригг).

Наиболее крупное из них — Западный Экофиск приурочено к известнякам датского яруса. Мощность продуктивного горизонта составляет 186 м, нефть высокого качества с низким содержанием серы плотностью 0,805 г/см³.

В британской части впадины Девилс-Хол к 1972 г. обнаружено пять промышленных месторождений. Наиболее крупным является расположенное в 180 км северо-западнее Экофиска месторождение Фортис, запасы которого соизмеримы с запасами Экофиска (планируемая в 1975 г. добыча — 20 млн. т). Значительными являются также месторождения Джозефин и Ок. На месторождении Брент, находящемся в 180 км северо-восточнее Шетландских островов за пределами впадины Девилс-Хол, годовая добыча может составить 15 млн. т.

Другой промышленно нефтегазоносный район — Английская впадина располагается в западной части Северного моря, в прибрежных водах Великобритании. Здесь к концу 1972 г. выявлено около 15 газовых и одно нефтегазовое месторождение (Бэма). Основные газоносные горизонты приурочены к песчаникам нижней перми, реже газ встречается в отложениях цехштейна, базальных горизонтах перми, триаса, а также в меловых породах. Глубины залегания продуктивных пластов колеблются от 800 до 3350 м. Суммарная мощность нижнепермских горизонтов изменяется от 32 до 213 м. Месторождения приурочены к структурам с амплитудами от 75 до 300 м, часто осложненным солянокупольной тектоникой и сбросами. Наиболее крупными являются месторождения Леманбанк (извлекаемые запасы 340 млрд. м^3), Индефатигейбл (226 млрд. м^3), Хьюст (113 млрд. м^3) и Викинг. Общие геологические запасы газа этого района оцениваются примерно в 9 трлн. м^3, а разведанные не превышают 900 млрд. м^3 (рис. 26). Единственная нефтегазовая залежь в этом районе, выявленная на площади Бэма, приурочена к отложениям цехштейна. Нефть легкая (0,825 г/см^3) малосернистая.

В нидерландских водах открыто три газовых и одно нефтяное месторождение. В 80—90 км от берега в двух скважинах при глубинах моря 44 м получены притоки легкой нефти (0,832 г/см^3). В 180 км от берега обнаружена нефтяная залежь, в северной части нидерландского сектора, а также высокодебитная газоконденсатная залежь. Газовые залежи определены в песчаниках нижней перми на глубине около 3200 м в 50 км от побережья к северо-западу от Гааги и на глубине около 3100 м в 60 км к северо-западу от входа в Североморской канал. Промышленные притоки газа получены из песчаников триаса с глубины 4270 (?) м в блоке Z/2. В датском секторе акватории в последние годы открыты два нефтегазовых и два газонефтяных месторождения. Начиная с 1972 г. добыча нефти ведется на площади с условным названием *A* (540 т/сут) и на площади *M* (100 т/сут). На структуре *N* получены притоки нефти дебитом 400 т/сут. Промышленная газоносность установлена на ряде площадей западногерманского и датского секторов Северного моря.

Таким образом, к настоящему времени доказан обширный диапазон промышленной нефтегазоносности акватории Северного моря, охватывающий интервал пород от миоценовых до нижнепермских. Наиболее продуктивными горизонтами являются пористые известняки самых верхних частей мела и самых нижних частей кайнозоя (впадина Девилс-Хол) и песчаники нижней перми (Английская впадина). Перспективными следует считать триасовые и юрские образования, к которым приурочены многочисленные нефтегазопроявления. В восточной части бассейна в Бал-

тийской синеклизе промышленные притоки нефти получены из пород среднего кембрия (тискресский горизонт) на площадях Гаргждай, Красноборская, Ушаковская, Ладушкинская и др.

Промышленно нефтеносны также отложения верхней перми на ряде площадей ГДР и Польши. Имеющиеся данные о геологическом строении Прибалтики и южной Швеции позволяют высоко оценивать перспективы

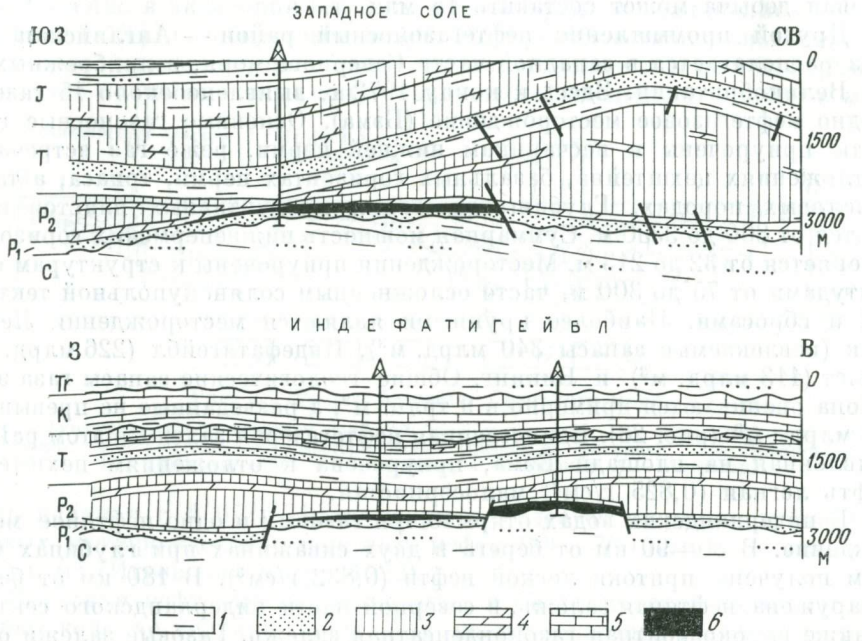


Рис. 26. Строение месторождений Северного моря (Кент, Вальмслей, 1971).

1 — глины; *2* — песчаники; *3* — эвапориты; *4* — доломиты; *5* — известняки; *6* — газ.

нефтегазоносности акватории значительной части Балтийской синеклизы, где месторождений пока не выявлено. Следует полагать, что под водами южной Балтики распространены те же возможно нефтегазоносные горизонты, что и на суше.

Периконтинентально-платформенные нефтегазоносные бассейны составляют наиболее представительную группу. В нее входят около 20 бассейнов, имеющих палеозойский или докембрийский фундамент. Первые по географическому признаку подразделяются на бассейны, прилегающие к Атлантическому побережью Северной Америки, приуроченные к краевым частям и подводной окраине Патагонской платформы в Южной Америке, лежащие у Атлантических берегов Пиренейского полуострова.

У побережья Северной Америки между Флоридой и Ньюфаундлендом выделены два бассейна — Блейк и Новошотландский. Они разделены подводным хр. Келвин. Южное ограничение бассейна Блейк составляет

Флоридско-Багамское поднятие; на севере граница Новошотландского бассейна проходит по погребенному поднятию Флемиш-Кап. Восточные границы проведены условно вдоль предполагаемой полосы резкого сокращения мощностей осадочных отложений, связанной с переходом от подводной окраины материка к ложу океана. Ограничение на западе представлено склонами Аппалачского палеозойского складчатого сооружения.

Краевая часть Северо-Американской платформы покрыта чехлом кайнозойских и мезозойских отложений, полого погружающихся и увеличивающихся в мощности в сторону океана. Подводная окраина является непосредственным продолжением наземной равнины и характеризуется развитием платформенных структурных элементов. В разрезе шельфа

Рис. 27. Строение западной части бассейна Блейк (по Р. Шеридану и др., 1966, с добавлениями).

присутствуют рыхлые (со скоростями продольных волн менее 2 км/с) и полууплотненные осадки (2,0—3,0 и 3,0—4,5 км/с.). Низы разреза принадлежат юрским, триасовым, а возможно, и верхнепалеозойским породам. Полууплотненные осадки отвечают нижнему мелу, а рыхлые сложены верхнемеловыми и более молодыми вплоть до плейстоценовых отложениями.

На подводной окраине материка располагается Приатлантическая зона периокеанических опусканий, дифференцированная в продольном и поперечном направлении. Подводный приразломный хр. Келвин пересекает среднюю часть этой зоны в поперечном направлении. Вдоль внешнего края атлантического шельфа от Новой Шотландии до восточной кромки плато Блейк сейсморазведкой прослежен крупный продольный по отношению к берегу структурный барьер. Он характеризуется значительным сокращением мощности осадков (до 1,5—3,5 км) и делит периокеаническую зону опускания на сравнительно узкие параллельные прогибы. Внутренние прогибы располагаются под шельфом, а внешние под континентальным склоном и подножием.

Строение Приатлантической зоны опускания неоднородно. Ее южная часть у берегов Флориды осложнена подводным плато Блейк (рис. 27).

Осадочные отложения представлены преимущественно карбонатными породами от раннемелового до миоценового возраста. Мощность пород со скоростями продольных волн до 4,8 км/с превышает 4 км, а если к осадочным породам относить слои со скоростями до 5,5 км/с, то мощность их возрастет до 7 км. В северной части п-ова Флорида в основании толщи залегают почти неметаморфизованные раннепалеозойские осадочные образования (Дрейк, Юинг, Стокард, 1970). Вдоль восточного края плато Блейк протягивается погребенный выступ фундамента, характеризующийся сокращением мощности осадочных пород до 2—3 км и являющийся по-видимому, южным продолжением отмеченного выше структурного барьера. В пределах континентального склона и подножия мощность осадочных пород резко возрастает. По сейсмическим данным, поверхность кристаллического фундамента здесь располагается на глубинах 9—11 км. Далее на восток она воздымается, а мощность осадочного и гранитного слоев уменьшается.

Подводная окраина материка на участке между м. Гаттерас и Новой Шотландией имеет аналогичное строение (рис. 1). В пределах суши мощность осадочных отложений колеблется от 1 до 3 км, на шельфе возрастает до 3—7 км, а к внешнему его краю, на отмеченном выше структурном барьере, уменьшается до 1,5—3,5 км. Далее под материковым склоном в зоне перехода к подножию происходит новое нарастание мощности, достигающей 6—10 км, и, наконец, у внешней границы материкового подножия наблюдается резкое сокращение ее до 1,5—1 км, обычно совпадающее с полосой выклинивания гранитного слоя и воздымания мантии.

В последние годы большой объем буровых и геофизических работ выполнен на шельфе в районе Ньюфаундлендской банки и к востоку от Новой Шотландии. В пределах Ньюфаундлендской банки скважины вскрыли отложения миоцена, эоцена, палеоцена, верхнего и нижнего мела и предположительно юры, мощность которых увеличивается в южном направлении. Под верхнемеловыми породами залегают эвапориты, возраст их точно не установлен (Watson, Jhonson, 1970). Геофизическими исследованиями выявлено большое количество структур типа соляных куполов с размерами, часто достигающими 130—200 км^2.

Скважина на о. Сейбл вскрыла 1234 м кайнозойских, 1943 м верхнемеловых и 1573 м нижнемеловых пород. Большая часть разреза представлена песчаниками и глинистыми сланцами. Средняя пористость нижнемеловых отложений составляет 12%, верхнемеловых и кайнозойских — 22%. Домеловые отложения изучены слабо. Скважины на Ньюфаундлендской банке выявили терригенные породы возможно юрского возраста, скв. Онайда-25, пробуренная к юго-востоку от о. Сейбл, под меловыми породами вскрыла 900 м известняков, весьма напоминающих юрские известняки Смаковер бассейна Мексиканского залива. Мощность осадков на Ньюфаундлендской банке достигает 5400 м, а на шельфе Новой Шотландии — 10 500 м (Howie, 1970). Предполагается, что нижняя часть разреза сложена породами палеозоя мощностью 5—7 км.

Промышленная нефтегазоносность установлена только в Новошотландском бассейне. В северной его части на о. Сейбл обнаружено первое многопластовое месторождение с залежами газа, конденсата и нефти в ниж-

некайнозойских и меловых песчаниках. Плотность нефти 0,82—0,84 г/см³, плотность конденсата 0,73—0,77 г/см³. К юго-западу от о. Сейбл открыто газоконденсатное месторождение Тебод солянокупольного типа с глубиной залегания продуктивных горизонтов 2,9—3,8 км, а к востоку от острова — газовое месторождение Примроз. Другая группа периконтинентально-платформенных бассейнов располагается в краевой части Патагонской платформы и ее подводного продолжения. С севера на юг здесь выделяются бассейны Рио-Саладо, Рио-Негру и Комодоро-Ривадавия (Сан-Хорхе).

Бассейн Рио-Саладо с севера ограничен склонами Бразильского щита, а с юга массивом Сьерра-Пампа отделен от бассейна Рио-Негру. Северо-Патагонский массив разделяет бассейны Рио-Негру и Сан-Хорхе. Последний с юга ограничен Южно-Патагонским массивом. Восточное ограничение бассейнов Рио-Саладо и Рио-Негру намечено условно вдоль внешней кромки материкового подножия, где по данным сейсморазведки происходит резкое сокращение мощностей полууплотненных и уплотненных осадочных отложений. Морская граница бассейна Сан-Хорхе проходит по склону субмеридионального подводного вала, протягивающегося вдоль внешнего края шельфа. Все бассейны на суше сложены кайнозойскими и мезозойскими морскими и континентальными образованиями мощностью от 1 до 5 км, залегающими главным образом на палеозойских или докембрийских метаморфических комплексах. Следует отметить, что позднемезозойские и кайнозойские породы создают наложенные структуры субатлантического простирания, в то время как нижележащие имеют простирание, близкое к субширотному.

Строение обширной подводной окраины материка у берегов Патагонской платформы (рис. 28) достаточно хорошо освещено сейсморазведкой и частично бурением (Ludwig, I. and M. Ewing, 1968). Верхнюю часть разреза под шельфом слагают рыхлые и полуконсолидированные кайнозойские породы со скоростями 1,7—2,3 км/с. Это плейстоценовые, плиоценовые и миоценовые образования. Ниже залегает слой уплотненных пород со скоростями от 2,7 до 3,4 км/с, его представляют меловые, палеоценовые, и, возможно, миоценовые породы. Еще ниже выделена толща со скоростями 4,0—4,4 км/с, охватывающая нижнюю часть раннемеловых образований. Она подстилается породами со скоростями 5,0—5,9 км/с, составляющими фундамент платформы. В восточной части субширотного профиля, проложенного на широте зал. Сан-Хорхе, под материковым подножием и в Аргентинской котловине выделяется второй океанический слой со скоростями 4,4—5,0 км/с, ниже которого залегает базальтовый слой (6,5—7,0 км/с), а выше — осадочные рыхлые и полуконсолидированные породы (1,6—2,4 км/с). В пределах подножия отчетливо наблюдается выклинивание гранитного слоя.

Структурные элементы суши Патагонской платформы продолжаются и на подводной окраине материка. Так, Южно-Патагонский массив сейсморазведкой прослеживается до Фолклендских островов и восточнее вплоть до 40° з. д. В юго-восточной части Аргентинской котловины на его продолжении располагается узкое линейное поднятие, примыкающее к Срединноатлантическому хребту. Изученная сейсморазведкой часть массива между Фолклендскими островами и сушей характеризуется мощностями

осадочных пород 1—1,5 км. В центральной части массива кристаллический фундамент прогнут и образует впадину Мальвинас, заполненную породами со скоростями 5,0—5,27 км/с.

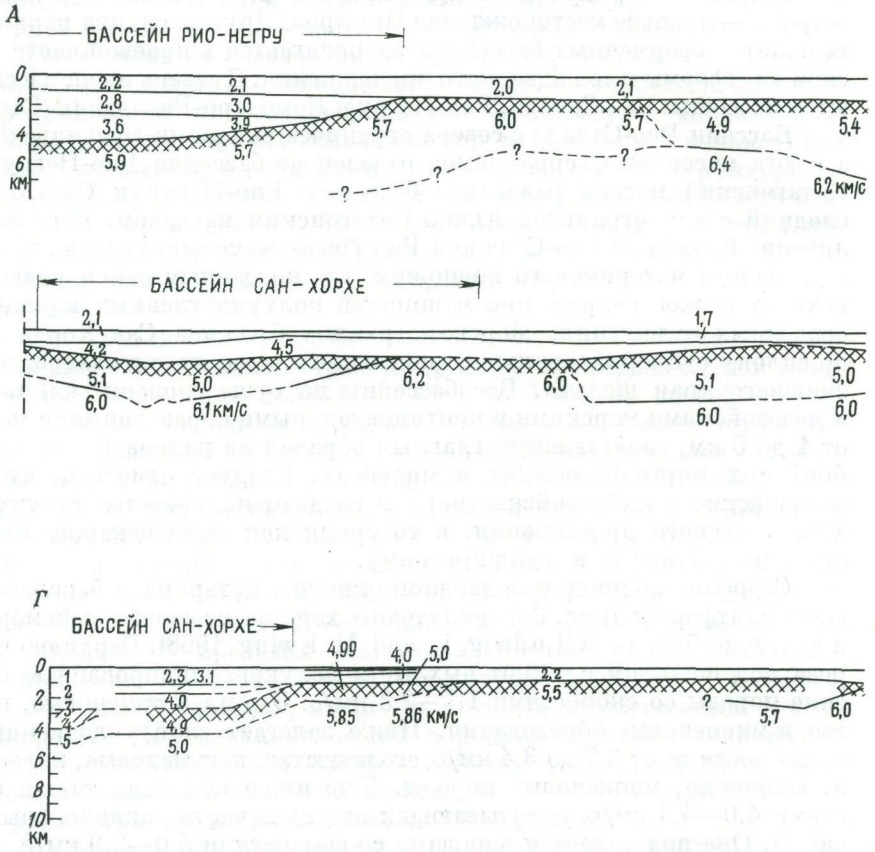
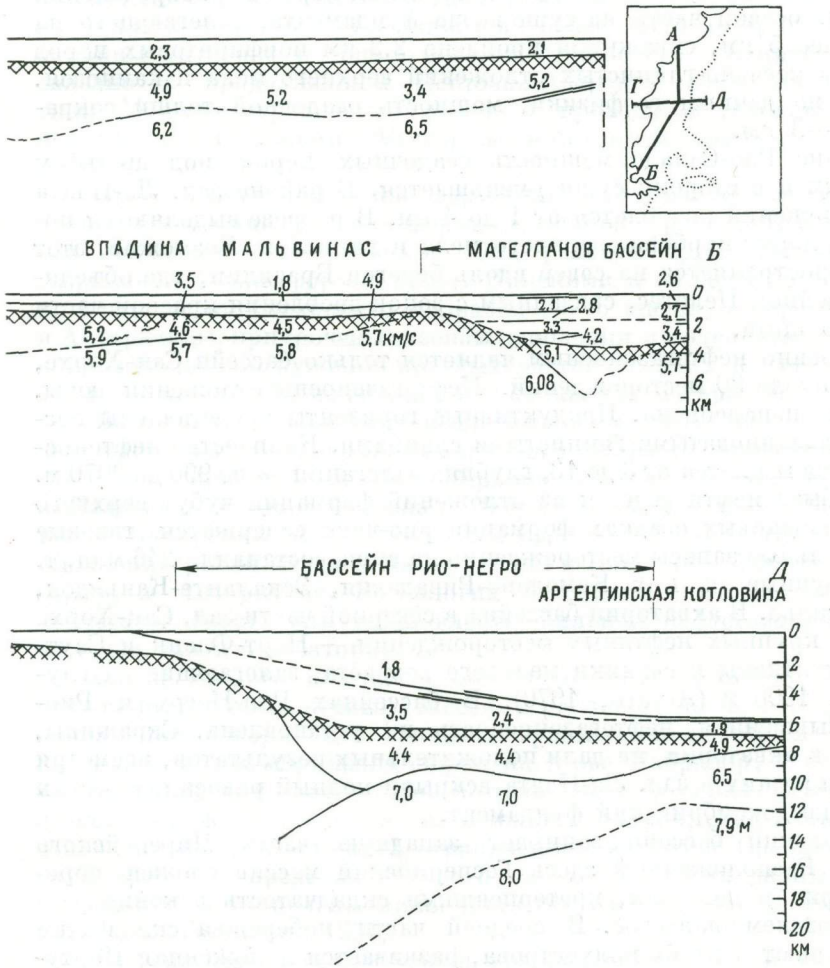


Рис. 28. Продольный и поперечный разрезы прибрежных бассейнов Аргентины (Людвиг и др., 1968).

Массивы Северо-Патагонской и Сьерра-Пампа располагаются только на шельфе. При этом последний отражается и на поверхности фундамента и в толще осадочных пород, а массив Сьерра-Пампа выделяется лишь на поверхности гранитного слоя.

По краю шельфа Патагонской платформы от широты зал. Баия-Бланка на севере до широты устья Рио-Десеадо сейсморазведкой прослежен крупный подводный вал протяженностью 1200 км и шириной около 150 км. Вал выделяется на поверхности кристаллического основания

и в сводовой части перекрыт осадками мощностью до 1 км со скоростями 2,1—2,2 км/с. Породы основания со скоростями 4,97—5,02 км/с появляются лишь на западном крыле вала, мощность их постепенно увеличивается



в сторону суши. Внешнее, восточное крыло вала совпадает с континентальным склоном подводной окраины. Мощность осадочных пород здесь возрастает до 4—6 км у материкового подножия, а затем в пределах краевой части ложа океана вновь сокращается до 1—0,5 км (мощность появляющегося океанического слоя со скоростями 4,42—4,99 км/с не учитывается).

Таким образом, западнее этого вала на материковом подножии в толще осадочных пород выделяется субмеридиональный прогиб, соединяющийся на севере с подводным продолжением субширотного бассейна

Рио-Негру. Мощность осадочных пород в акваториальной части бассейна Рио-Негру превышает 5 км. К берегу она заметно сокращается и на суше составляет 1—3 км, причем разрез представлен отложениями верхнего палеозоя, верхнего мела и неогена.

В бассейне Сан-Хорхе наблюдается обратная картина распределения мощностей. В осевой части на суше выше фундамента, залегающего на глубинах более 5 км, скважиной пройдено 2,2 км порфиритовых пород юры и 3,9 км песчано-глинистых отложений верхнего мела и кайнозоя. На шельфе, по данным геофизики, мощность осадочной толщи сокращается до 1—3 км.

В бассейне Рио-Саладо мощность осадочных пород под шельфом достигает 5 км и в сторону суши уменьшается. В районе зал. Ла-Плата мощность отложений колеблется от 1 до 4 км. В разрезе выделяются породы девона, пермо-карбона, верхнего мела и кайнозоя. Возможно, этот бассейн распространяется на север вдоль берегов Бразилии, где объединяется с бассейном Пелотес, связанным с зоной дробления краевой части Бразильского щита.

Промышленно нефтегазоносным является только бассейн Сан-Хорхе, где известно около 30 месторождений. Нефтегазоносны отложения юры, верхнего мела и палеоцена. Продуктивные горизонты представлены песчаниками и трещиноватыми глинистыми сланцами. Количество нефтеносных горизонтов меняется от 3 до 13, глубина залегания — от 990 до 2070 м. Основная добыча нефти ведется из отложений формаций чубут верхнего мела. В палеоценовых осадках формации рио-чако содержатся газовые залежи. Начальные запасы месторождений на суше составляли 246 млн. т. Наиболее крупные из них Комодоро-Ривадавия, Эскаланте-Каньядок, Требол, Тордильо. В акватории бассейна в северной части зал. Сан-Хорхе открыты два крупных нефтяных месторождения — Норт-Фланк и Саут-Фланк. Продуктивны песчаники мелового возраста, залегающие на глубинах около 1900 м (Alvaro, 1970). В бассейнах Рио-Негру и Рио-Саладо промышленная нефтегазоносность не установлена. Скважины, пробуренные в акватории, не дали положительных результатов, несмотря на то что три из них в зал. Ла-Плата вскрыли полный разрез осадочных пород, а также докембрийский фундамент.

Португальский бассейн занимает западную часть Пиренейского полуострова. Расположенный здесь Гесперийский массив сложен породами докембрия и палеозоя, претерпевшими складчатость в конце раннего и в позднем палеозое. В средней части побережья складчатые породы отступают в глубь полуострова, развивается наложенная Португальская впадина, выполненная в основном юрскими и меловыми платформенными образованиями мощностью до 3 км.

Подводное продолжение материка сложно построено. В северной части выделяется Иберийское плато, имеющее расчлененный рельеф и опущенное на 2 км. Оно подобно плато Блейк у берегов Флориды и, видимо, представляет собой опущенную часть шельфа. На плато сейсморазведкой выделены слои со скоростями 2 км/с, от 4,8 до 5,4 км/с и от 6,6 до 7,1 км/с, которые отождествляются соответственно с рыхлыми молодыми осадками, мезозойскими карбонатными породами и метаморфическими образова-

ниями фундамента или, возможно, океаническим слоем (Black, Hill, at al., 1964). Общая мощность двух верхних слоев превышает 4 км.

Гесперийский массив на суше отделяется от Португальской впадины нарушением, которое прослеживается далее на северо-северо-запад между Иберийским плато и шельфом. Таким образом, Португальская впадина, по-видимому, объединяется с более крупным прогибом подводной окраины материка в общий бассейн. Южное его ограничение возможно связано с продолжением Восточно-Азорской зоны разломов Атлантики. Морское ограничение с запада проводится условно вдоль континентального подножия. Месторождений нефти или газа в бассейне не известно.

Периконтинентально-платформенные нефтегазоносные бассейны, связанные с гондванскими платформами, широко распространены в пределах Атлантического сегмента. Они развиты вдоль западной окраины Африканской платформы между Капскими и Атласскими горами, вдоль краевых частей Гвианского и Бразильского щитов, у берегов Лабрадора и Антарктиды, приурочены к зонам дробления и интенсивного мезозойско-кайнозойского погружения краевых частей древних платформ и расположены в основном на подводных продолжениях материков.

Выделяются следующие нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные бассейны: Гвианский прибрежный, Марахо-Баррейриньяс, Северо-Восточный прибрежный, Баия-Сержипе-Алагоас, Эспирито-Санто-Кампус и Пелотас в Южной Америке; Лабрадорский — в Северной Америке; Южно-Канарский (Ааюн), Западно-Африканский (Сенегальский), Камоэ, Нижненигерский, Кванза-Камерунский и Капский в Африке, Котса и Лазарева в Антарктиде. Во многих бассейнах доказана промышленная нефтегазоносность или установлены обильные нефтегазопроявления как на суше, так и в акватории.

Среди данного подтипа особое положение занимает Лабрадорский возможно нефтегазоносный бассейн, расположенный в западной части одноименного моря. Его западная граница определяется выходами на поверхность докембрийских пород на п-ове Лабрадор, с юга поднятием Флемиш-Кап он отделен от Новошотландского бассейна. Северная граница не ясна, возможно, она связана с зоной разломов, следующих вдоль Гудзонова пролива. Восточным ограничением является Срединно-Лабрадорский хребет, в пределах которого, по сейсмическим данным, осадочные отложения представлены лишь рыхлыми слоями мощностью 1—1,5 км. (Орленок, Гайнанов, 1967).

Бассейн представляет собой грабен, возникший в теле Канадско-Гренландского щита и затопленный водами Атлантики в позднемеловое — раннепалеогеновое время (Хаин, 1971). Подводная окраина континента составляет внешнюю часть Лабрадорского моря, центральная часть моря характеризуется корой океанического типа. Окраина материка имеет небольшую ширину и отделена от внутренней части продольными разрывами. Бурение в зоне Лабрадорского шельфа показало, что в разрезе присутствуют кайнозойские и меловые осадочные образования. Наличие раннепалеозойских пород в береговом обнажении на о. Суккертоппен позволяет предполагать их развитие и под дном континентальной окраины

Геофизические работы свидетельствуют о значительной мощности осадочного чехла и быстром ее увеличении от практически нулевых значений у берега до 6—7 км во внешней части шельфа, на материковом склоне напротив п-ова Лабрадора и у северо-восточного Ньюфаундленда (Howie, 1970). Возможно мощность осадочных пород у Лабрадора достигает 16 км. В северо-северо-западном направлении к Гудзонову проливу мощности заметно сокращаются.

Месторождений в Лабрадорском бассейне не выявлено, однако перспективы их обнаружения высоки. Продуктивными могут оказаться горизонты раннекайнозойских, меловых и раннепалеозойских отложений.

Нефтегазоносные бассейны у атлантических берегов Южной Америки и Африки приурочены к крупным периокеаническим опусканиям по зонам дробления древней платформы Гондваны и именуются гондванскими. Со стороны суши ограничение этих бассейнов имеет, как правило, приразломный характер и представлено выходящими на поверхность породами докембрийского фундамента. Морское обрамление в большинстве случаев не изучено и предположительно связывается с подводными структурными барьерами внешней части материкового подножия. Бассейны разделяются поперечными выступами фундамента.

Там, где зоны периокеанических опусканий достигают максимальной ширины, наблюдается существование одного или нескольких продольных структурных барьеров, представленных поднятыми по разломам блокам фундамента. Мощности осадочных отложений во внутренней, приближенной к шельфу части материкового склона заметно сокращаются и еще более резко уменьшаются на материковом подножии. Геофизические данные указывают на связь отмеченных понижений мощности с продольными выступами фундамента, где происходит общий подъем всех слоев земной коры. Иногда эти структурные барьеры располагаются на суше, как горст Ламбарене во впадине Огоуве (Габон), иногда возвышаются над водой, как горст Сальвадор, ограничивающий грабен Баия со стороны океана (Бразилия). Доказано существование структурных барьеров, отделяющих периокеанические прогибы подводной окраины материка от глубоководных котловин ложа океана. Примером может служить подводное поднятие, прослеженное сейсмическим профилированием от устья Амазонки до самой восточной точки Бразилии и идущее параллельно береговой линии вдоль изобаты 3700 м (Hayes, Ewing M., 1968). На наличие подобных барьеров указывает также сам факт существования эвапоритов у Бразильского и Африканского берегов (Belmonte, Heirtz, Wenger, 1965; Stonley, 1966). Аналогами подобных барьеров можно рассматривать возвышенности островов Зеленого Мыса и Сьерра-Леоне, ограничивающие Сенегальскую впадину в океане.

Необходимо отметить, что впадины у берегов Африки, как правило, связаны с низовьями и дельтами крупных рек (Нигер, Огоуве, Конго и т. д.). Отмеченные впадины обязаны своим происхождением сочетанию периокеанической зоны дробления с поперечными прогибами, имеющими разломное ограничение, к которым приурочены русла многих рек Западной Африки. Наиболее ярко это проявляется в Нигерийской впадине, где перикратонные опускания были наложены на погружения по разломам

северо-восточного направления, образовался грабен (авлакоген) Бенуа. Аналогичное происхождение имеют впадины Марахо, Сан-Луис и Баррейриньяс в Южной Америке. Заложение периокеанических зон произошло в основном в конце юрского или начале мелового периодов.

Опускание продолжалось в позднемезозойское и кайнозойское время и привело к накоплению мощных, местами до 10 км, толщ морских и континентальных осадков. Однако на ряде участков Бразильского и Африканского шельфа скважинами вскрыты и отложения триаса и палеозоя (Марахо, Сержипе-Алагоас, Ааюн, Камоэ).

Знаменательной общностью разрезов рассматриваемых бассейнов является наличие эвапоритов в аптских отложениях, часто образующих

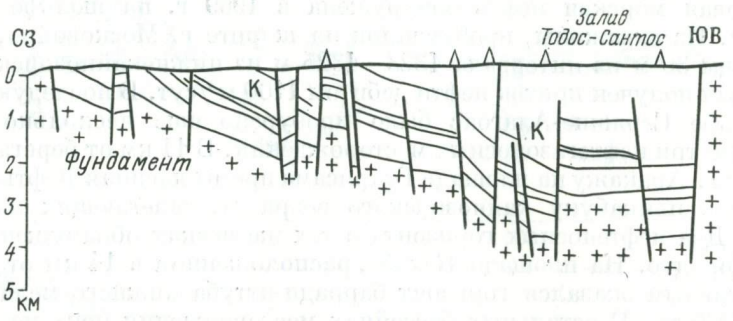


Рис. 29. Разрез бассейна Баия-Сержипе-Алагоас.

соляные купола. Галогенные породы известны в бассейнах Сержипе-Алагоас и Эспирито-Санто Бразильского шельфа и во впадинах Огоуве, Конго, Кванза, Нигера в Африке. Сейсморазведкой они прослежены на расстояние до 400 км от берега.

Целый ряд бассейнов данного подтипа характеризуется промышленной нефтегазоносностью. Среди южно-американских основным по нефтедобыче и запасам является бассейн Баия-Сержипе-Алагоас. На суше частями этого бассейна являются грабенообразные впадины Реконкаво, Тукано, Жатоба и Сержипе-Алагоас. Первые три часто в литературе объединяются под общим названием Баия. Они отделены от океана горстом Сальвадор. Грабен Сержипе-Алагоас — односторонний и раскрывается в море. Нет сомнений, что в пределах подводной окраины материка эти впадины объединяются, образуя крупный осадочно-породный бассейн.

На суше бассейн слагает толща преимущественно морских осадков мощностью 4 км. Нижняя часть разреза (800 м) в грабене Сержипе-Алагоас относится к верхнему карбону и перми. Предполагается, что осадочные породы палеозоя присутствуют и в грабене Тукано (Бакиров и др., 1971). В грабене Реконкаво разрез начинается с юры, выше следуют осадки мела и кайнозоя (рис. 29). Последний на суше имеет очень небольшую мощность, измеряемую несколькими десятками — первыми сотнями метров. В сторону шельфа мощности осадочных отложений увеличиваются, а в аптской части разреза появляются галогенные образования. Скважиной в 8 км от берега на шельфе Сержипе-Алагоас пройдена толща кайнозойских

отложений (1455 м), а на глубине 2411 м встречены галогенные породы раннемелового возраста, мощность которых превышает 600 м.

В бассейне выявлено около 50 нефтяных месторождений. Основные продуктивные горизонты на суше приурочены к песчаникам раннемелового и в меньшей степени к известнякам позднемелового возраста. Наиболее крупные месторождения Кармополис (геологические запасы более 150 млн. т), Табулейро-дос-Мартинас и Саририцино в грабене Сержипе-Алагоас и Миранга, Дом-Жоао, Кандейяс и Агуа-Гранде в грабене Баия. Месторождения Дом-Жоао, Кандейяс и Итапарика частично расположены под водами зал. Тодос-Сантос. Месторождения, как правило, приурочены к отдельным выступам фундамента и связаны с тектоническими разрывами.

Первая морская нефть обнаружена в 1969 г. на шельфе Сержипе-Алагоас. Из скважины, пробуренной на широте г. Московейро, при глубине воды 30 м из интервала 1323—1325 м из нижнекайнозойских песчаников был получен приток нефти дебитом 1100 м³/сут. В последующие годы на шельфе Сержипе-Алагоас было пробурено еще несколько скважин и открыто три нефтегазоносных месторождения. В 11 км от берега и в 26 км к югу от г. Аракажу на площади Гуарисама промышленная нефть получена из песков пьякабуку кайнозойского возраста, залегающих на глубине 1070 м. Два нефтеносных горизонта в тех же песках обнаружены на площади Дорадуе. На площади Катаба, расположенной в 14 км от Аракажу, продуктивным оказался горизонт барради-иттуба нижнего мела (глубина 1999—2030 м). В остальных бассейнах месторождения пока не известны, однако ряд скважин дали положительные результаты.

Большими потенциальными возможностями обладает бассейн Марахо-Баррейриньяс, охватывающий береговую полосу в районах дельт рек Амазонки, Арагуая и Паранаиба и прилегающую акваторию. Северо-западная часть бассейна — впадина Марахо располагается на месте пересечения Приатлантической зоны опускания и Амазонской синеклизы. Здесь распространены разломы субширотного, субмеридионального и запад-северо-западного направления, определяющие сложное тектоническое строение впадины. Общая мощность осадочных пород на берегу превышает 4 км и увеличивается в акватории. Скважина в дельте Амазонки вскрыла 245 м четвертичных, 1447 м миоценовых, 328 м олигоценовых, 830 м эоценовых, 757 м меловых пород и на 430 м углубилась в отложения триаса.

Юго-западная часть бассейна — впадина Баррейриньяс представляет собой односторонний грабен в устье Паранаиба. На суше разрез представлен чередованием морских и континентальных отложений, преимущественно мелового возраста, мощностью более 4 км. Здесь под 50-метровой пачкой четвертичных осадков залегают карбонатные и терригенные породы мелового возраста, подстилаемые конгломератами и аргиллитами карбона и девона. Отложения верхнего палеозоя пройдены скважиной на глубину 1750 м. По геофизическим данным на шельфе мощности осадочных пород возрастают до 7—10 км. В скважине Паулино Невис обнаружены многочисленные нефтепроявления и получен непромышленный приток газа. В западной части впадины скважиной Сан-Жоао нефть обнаружена в трещинных известняках мелового возраста на глубине около 1000 м.

В бассейне Эспирито-Санто-Кампус в акватории мощность осадочного чехла превышает 5 км (рис. 30). Скважина на шельфе вскрыла кайнозойские отложения мощностью 1850 м и углубилась в меловые. В разрезе последних обнаружены эвапориты. Первое месторождение на шельфе, расположенное в 21 км к югу от г. Сао-Матеус, было открыто в 1972 г. Первоначальные дебиты составляли 10 т/сут.

В бассейне Пелотес мощности осадочных отложений на суше не превышают 1—2 км. На подводной окраине мощность слоев со скоростями

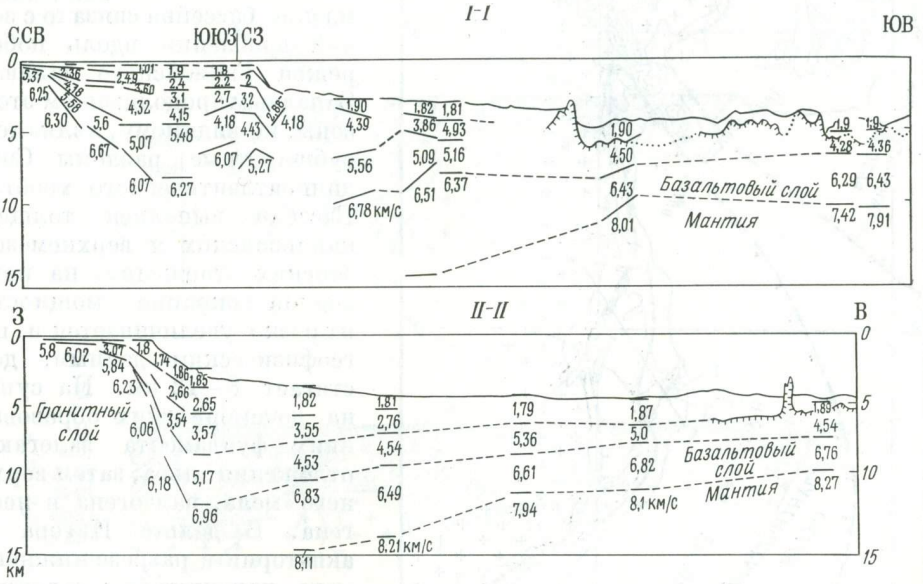


Рис. 30. Разрезы бассейнов Эспирито-Санто-Кампус (I—I) и Пелотес (II—II) (Лейден, Людвиг, Ивинс, 1971).

1,82—3,57 км/с возрастает до 5—6 км. Первое месторождение на берегу океана в акватории оз. Патосо обнаружено в 1971 г. Дебит нефти в скважине-первооткрывательнице достигал 70 т/сут.

Известные материалы по геологии и нефтегазоносности свидетельствуют о высокой перспективности приатлантических бассейнов Бразилии, особенно их акваториальных частей. По оценке Ф. Ванга, запасы нефти акваториальных частей бассейнов Бразилии составляют не менее 4 млрд. т. Небольшой Гвианский прибрежный бассейн представляет прогиб Бразильской платформы, открывающийся в океан. Бассейн сложен отложениями мезозоя — кайнозоя мощностью 3 км, в которых известны нефтегазопроявления.

Среди африканских бассейнов рассматриваемого подтипа наиболее крупными по добыче и разведанным запасам и наиболее изученными являются Нижненигерский и Кванза-Камерунский (рис. 31). Месторождения нефти известны также в бассейнах Камоэ и Западно-Африканском.

Нижненигерский бассейн охватывает одноименную впадину, расположенную в северо-восточной части Гвинейского залива и на прилегающей к нему суше. Цепь вулканических островов Камеруна, лежащая на акваториальном продолжении крупной зоны разрывных дислокаций, ограничивает бассейн с юго-востока. Северное обрамление бассейна связано с зоной дробления вдоль побережья Гвинейского залива. Западным продолжением этой зоны, по-видимому, являются субширотные разломы Срединноатлантического хребта. Бассейн выполнен толщей кайнозойских и верхнемезозойских отложений, на подводной окраине мощность их резко увеличивается и, по геофизическим данным, достигает 8—12 км. На суше на докембрийских образованиях фундамента залегают отложения альба, затем верхнего мела, палеогена и неогена. В дельте Нигера и акватории в разрезе нижнего мела присутствуют галогенные породы, образующие соляные купола. Осадочный чехол бассейна собран в многочисленные, но сравнительно небольшие по площади и амплитуде складки, разбитые системой разрывных нарушений.

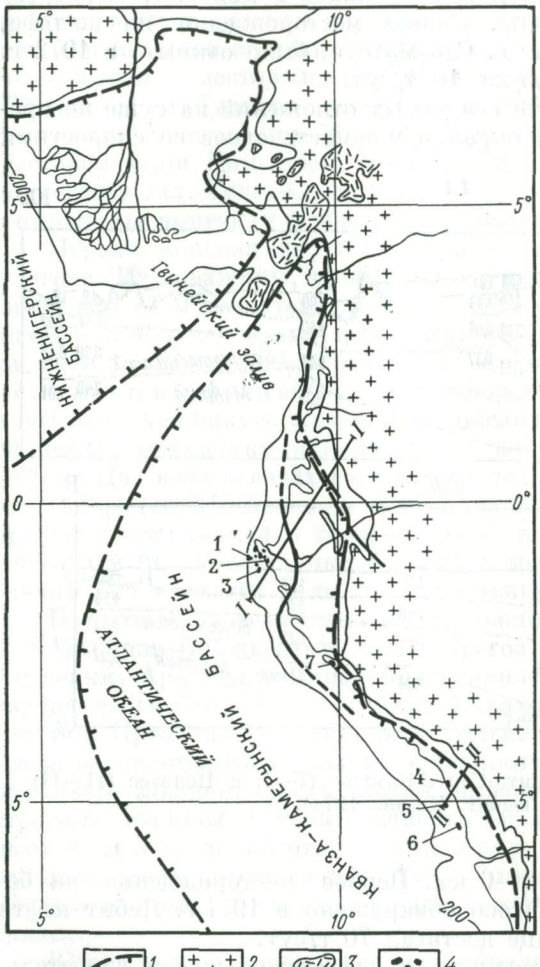


Рис. 31. Бассейны Гвинейского залива (Буйо, 1971).

1 — границы бассейнов; *2* — фундамент; *3* — вулканическая зона Камерун; *4* — месторождения (цифры на карте): 1 — Ангуиль, 2 — Озоури, 3 — Торпиль, 4 — Пуэнт-Индиенн, 5 — Эмерод, 6 — В, 7 — Гамба. Разрезы *I—I* и *II—II* см. на рис. 32.

Первое нефтяное месторождение в бассейне обнаружено в 1959 г., а к концу 1970 г. их насчитывалось более 70, в том числе около 15 морских. Нефтегазоносность связана с песчаными горизонтами миоцена и палеогена и известняками верхнего мела. Начальные дебиты скважин колеблются от 100 до 450 т/сут, причем продуктивность морских скважин выше. Глубины залегания продуктивных горизонтов изменяются от 1200 до

4000 м. Одним из крупнейших на суше с годовой производительностью около 20 млн. т является месторождение Бому. Из месторождений, разрабатываемых в море, наибольшее значение имеет Окан. Оно располагается в 10 км от берега; нефтегазоносные горизонты миоцена, палеогена и верхнего мела залегают в интервале глубин от 1200 до 3600 м. В бассейне известен и ряд других крупных морских месторождений — Тубу, Робертскири, Южная Дельта, Пеннингтон, Кулама. Промышленное месторождение нефти открыто в территориальных водах Дагомеи в северной части бассейна.

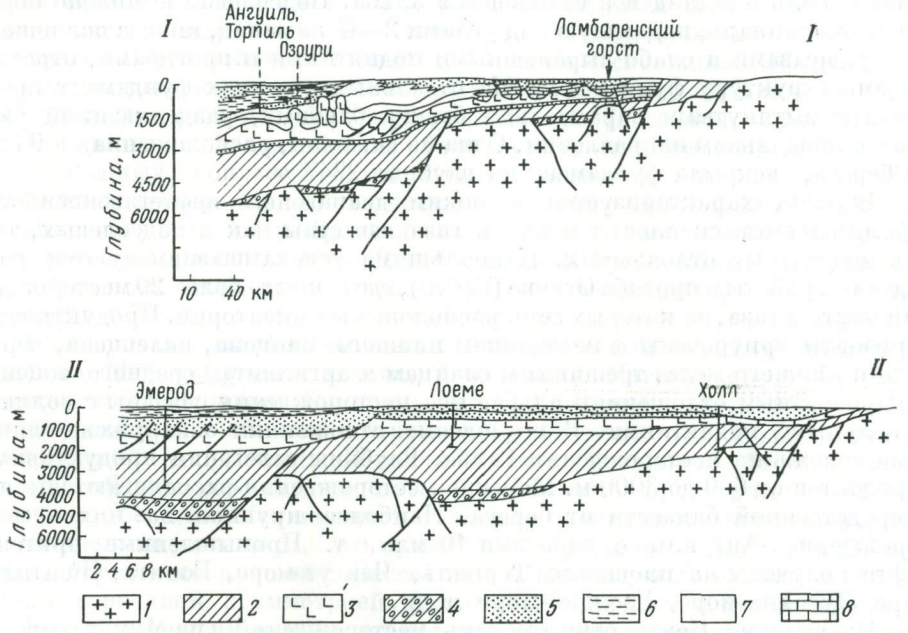


Рис. 32. Разрезы Кванза-Камерунского бассейна (Буйо, 1971).

1 — фундамент; *2* — континентальные отложения; *3* — соленосные отложения; *4* — грубообломочные породы; *5* — песчаники; *6* — глины; *7* — песчано-глинистые; *8* — карбонатные породы.

Кванза-Камерунский бассейн — второй по значимости среди западноафриканских бассейнов (рис. 32). На суше с ним связаны разобщенные прогибы Дуала (Камерунский), Огоуве (Габонский), Конго, Кванза (Ангольский), объединяющиеся в пределах подводной окраины в крупную впадину. Северное ограничение бассейна составляет вулканическая приразломная линия Камеруна, южное — подводный хр. Китовый. Восточный прибрежный край бассейна имеет разломное обрамление, а фундамент разбит на блоки и ступенчато погружается в океан. Западная морская граница условно связывается с континентальным подножием, где, возможно, существует структурный барьер.

Бассейн выполнен кайнозойскими и мезозойскими образованиями, максимальная мощность которых в пределах подводной окраины превышает

10 км. В разрезе осадочных отложений различают три комплекса: подсолевой — континентальные, реже морские в основном терригенные породы юры и неокома; галогенный — каменная соль, ангидриты и гипсы аптского возраста и надсолевой — морские терригенные, в меньшей степени карбонатные образования альба, верхнего мела и кайнозоя. Аптская соль образует многочисленные купола, осложняющие структуру вышележащих отложений. Мощность соленосной толщи заметно увеличивается к западу, а основное количество соляных куполов располагается в акватории. Некоторые соляные штоки имеют высоту более 3 км. Во впадине Кванза соль известна и в отложениях альба. Подсолевой комплекс образует гомоклиналь, падающую под углами 2—4° на запад, иногда осложненную разрывами и слабо выраженными поднятиями и прогибами, отражающими структуру фундамента. На отдельных участках фундамент представлен вытянутыми параллельно берегу блоками, разделяющими бассейн в продольном направлении. Одна из скважин, расположенная в 96 км от берега, вскрыла фундамент на глубине 2247 м.

Бассейн характеризуется широким диапазоном нефтегазоносности. Промышленные скопления нефти и газа известны как в подсолевых, так и в надсолевых отложениях. Наибольшими успехами знаменуются разведочные работы в прогибе Огоуве (Габон), где открыто более 20 месторождений нефти и газа, из которых семь расположены в акватории. Продуктивные горизонты приурочены к песчаникам нижнего миоцена, палеоцена, верхнего и нижнего мела, трещинным сланцам и аргиллитам среднего эоцена, и карбонатным отложениям альба. Все месторождения связаны с соляно-купольными поднятиями. В подсолевых отложениях обнаружена лишь одна залежь на месторождении Гамба. Глубины залегания продуктивных горизонтов от 600 до 3000 м. Морские месторождения располагаются в непосредственной близости от берега. Наиболее крупное из них — месторождение Ангуиль с запасами 10 млн. т. Промышленные притоки нефти получены на площадях Торпиль, Ченгуэ-море, Бонита, Жентиль-море, Лусайна-море, Грондин-море и др.

Во впадине Конго открыто семь месторождений, из них четыре — в акватории. Скопления нефти и газа приурочены к подсолевой толще нижнего мела, представленной чередующимися пластами песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и известняков. Промышленные притоки нефти получены также из песчаников сенона. Наиболее крупное морское месторождение Эмерод расположено в 30 км от берега. Запасы его оцениваются в 100 млн. т.

Большие перспективы нефтегазоносности связываются с акваториями в северной (впадина Дуала) и южной (впадина Кванза) частях бассейна, где уже пробурены первые морские разведочные скважины.

Небольшой бассейн Камоэ расположен на северном берегу Гвинейского залива. С востока и запада он ограничен субмеридиональными подъемами фундамента, продолжающимися в море. Не исключено, что в пределах подводной окраины бассейн Камоэ соединяется с Нижненигерским. Бассейн выполнен палеозойскими, меловыми и кайнозойскими морскими и дельтовыми отложениями, мощность которых в море превышает 3 км. Наиболее древними вскрытыми скважинами в море являются образова-

ния девона. В обнажениях на суше разрез осадочных пород начинается с кембрия. Породы осадочного чехла в общем моноклинально, под углами 3—5°, погружаются на юго-юго-запад. Согласно одной из точек зрения северный борт бассейна осложнен опрокинутыми складками. Сейсморазведкой в море выявлено несколько брахиантиклиналей.

На суше бассейна давно известны нефтегазопроявления и небольшие залежи асфальта в породах кайнозойского, девонского и кембро-силурийского возраста. В акватории промышленные притоки нефти получены в двух скважинах в восточной и западной частях бассейна. В восточной скважине продуктивными оказались песчаники мела на глубине 2348 м и девона на глубине 2590 м. Начальные дебиты составляли 220 и 390 т/сут. Девонская нефть получена также и в западной скважине. Обнаружение промышленных скоплений нефти в палеозое имеет принципиальное значение для оценки перспектив всех гондванских бассейнов.

В остальных атлантических бассейнах рассматриваемого подтипа промышленных скоплений нефти и газа в море пока не выявлено. Два небольших месторождения известны на берегу Западно-Африканского бассейна у г. Дакар, где промышленные притоки газа и нефти получены из песчаников верхнего мела. Два бассейна Котса и Лазарева, выделяемые в краевой части древней платформы Антарктиды, практически еще не изучены.

К складчато-платформенным в Атлантическом сегменте относятся бассейны Мексиканского залива, Ориноко и Магелланов в Америке, Аквитанский в Западной Европе и группа Средиземноморских бассейнов. Все они связаны с областями прогибания на стыке платформы и складчатого горного сооружения. В одних случаях (Магелланов бассейн) области прогибания охватывают только собственно предгорные прогибы, в других (бассейн Мексиканского залива) занимают также обширные платформенные площади, втянутые в погружение, сопровождающее подъем горного сооружения. Бассейны характеризуются сложным гетерогенным строением, асимметрией, большинство из них нефтегазоносны.

Бассейн Мексиканского залива по уровню добычи, запасам нефти и газа один из крупнейших в мире. В современной структуре он представляет собой огромную гетерогенную впадину, содержащую разновозрастные и разноориентированные геологические элементы земной коры. На востоке и севере его обрамлением служат палеозойские складчатые системы п-ова Флориды, Уачита и Марафон, на западе — мезозойские складчатые сооружения Мексиканских Кордильер, на юге — допалеозойская платформа п-ова Юкотан и альпийские структуры Кубы. Со стороны Атлантического океана ограничение представлено Флоридско-Багамским поднятием, морфологически выраженным цепью Багамских островов. Таким образом, бассейн включает склоны палеозойских и кайнозойских складчатых сооружений, слагающих его краевые области, и эпипалеозойскую платформу, охватывающую его внутреннюю часть (рис. 33).

Фундамент на большей части бассейна палеозойского возраста. На юге в глубоководной впадине Сигсби осадочные породы налегают непосредственно на базальтовый слой, характеризуя тип земной коры, приближающийся к океаническому.

В строении бассейна участвуют кайнозойские, мезозойские и верхнепалеозойские отложения, мощность которых увеличивается к югу. Наиболее древние породы на севере датируются как верхнеюрские. В южной части бассейна низы разреза, по-видимому, включают и позднепалеозойские осадки. Из скважины на склоне одного из поднятий во впадине Сигсби поднят образец породы, возраст которой по калий-аргоновому методу определен как карбоновый (Peguegn at al., 1971). В прибрежной полосе на суше и в смежной зоне шельфа скважина глубиной около 7 км не вышла из отложений миоцена. Согласно приближенным оценкам в шельфовой зоне к западу от дельты р. Миссисипи мощность всей осадочной толщи составляет около 15 км. По другим данным, мощность одних лишь кайнозойских пород здесь приближается к этой величине. В прибрежной полосе и зоне шельфа предполагаемая мощность верхнемеловых отложений составляет около 3 км, нижнемеловых — около 8 км. Геофизические материалы свидетельствуют о том, что наибольшие мощности осадочных отложений связаны с северо-западной частью Мексиканского залива. По мере движения на юг к центральной глубоководной части залива уменьшаются как мощность осадков, так и общая мощность земной коры в целом. Во впадине Сигсби мощность осадочных слоев со скоростями прохождения преломленных волн 1,7—4,1 км/с не превышает 5—6 км, а еще далее на юг к Кубе и Юкатанскому полуострову сокращается до 1—3 км. Ниже залегают слои со скоростями 4,6—5,0 км/с мощностью от 2,5 до 6 км, которые подстилаются базальтовым слоем (рис. 34).

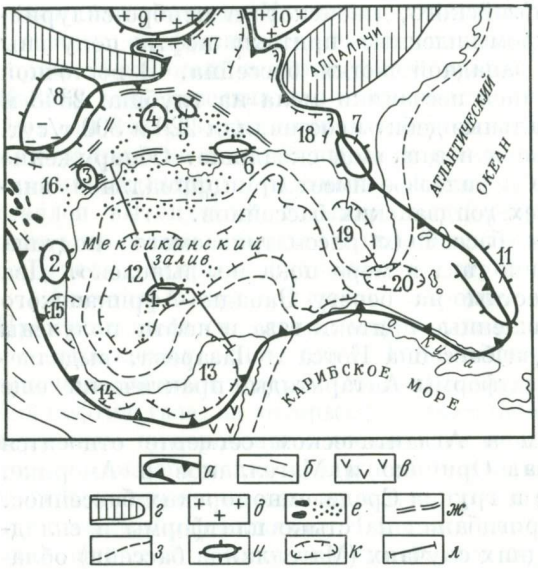


Рис. 33. Карта бассейна Мексиканского залива.

а — граница бассейна; *б* — мезозойско-кайнозойские складчатые сооружения; *в* — выступы доальпийского основания; *г* — палеозойские складчатые сооружения; *д* — участки неглубокого залегания докембрийского фундамента; *е* — соляные купола и антиклинали; *ж* — зоны сбросов и грабены; *з* — внешний край шельфа; *и* — основные поднятия:
1 — Сигсби, *2* — Тамаулипас, *3* — Сан-Маркос, *4* — Себин, *5* — Монро, *6* — Хиггинс, *7* — Полуостровное, *8* — Бенд-Лляно, *9* — Озарк, *10* — Нешвилл, *11* — Багамское; *к* — основные впадины: *12* — Сигсби, *13* — Кампече-Юкатан, *14* — Веракрус-Табаско, *15* — Тампико-Тукспан, *16* — Рио-Гранде, *17* — Миссисипи, *18* — Юго-западной Джорджии, *19* — Западно-Флоридский, *20* — Южно-Флоридский; *л* — линия профиля (см. рис. 34).

В южной части бассейна широко распространены галогенные отложения. Стратиграфическое положение соленосной толщи точно не установлено. Ряд исследователей полагают, что возраст основной соленосной

толщи пермский. Однако скважинами на севере бассейна эвапоритовые образования обнаружены в юрской части разреза.

Породы осадочного чехла и фундамента по системам сбросов ступенчато погружаются от элементов обрамления к наиболее прогнутой части бассейна, расположенной на северо-западе Мексиканского залива. Наиболее важным типом локальных деформаций в осадочном чехле на суше и в акватории являются солянокупольные структуры и соляные антиклинали. Геофизические материалы и данные бурения с «Гломар Челленджер» показали существование соляных куполов и в центральной глубоководной впадине Сигсби. Широко распространены также приразломные деформации и антиклинальные поднятия, не связанные с соляной тектоникой. В юго-западной примексиканской части бассейна развиты рифогенные структуры.

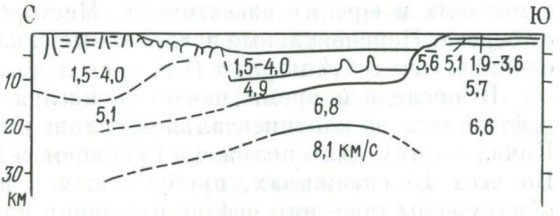


Рис. 34. Разрез бассейна Мексиканского залива.

В Мексиканском заливе выделяются несколько прогибов, характеризующихся повышенными мощностями осадочных отложений. На востоке под шельфом Флориды и частично на полуострове расположен Южно-Флоридский прогиб, выполненный осадками мощностью 3—4 км. На севере и западе полосу прибрежной низменности и шельфа занимает зона осадков наибольшей мощности. Эта прибрежная зона отличается максимальным распространением соляных куполов и антиклиналей. Она состоит из ряда более мелких впадин и подъемов, изученных на суше (прогибы Кампече-Юкатан, Веракрус-Табаско, Тампико-Тукспан, Рио-Гранде, Миссисипи и др.). Крупный прогиб располагается под континентальным склоном севернее уступа Сигсби. Мощности осадочных отложений здесь превышают 10—12 км. Впадина Сигсби представляет собой грабен, отделенный от континентального склона с севера, юга и востока крутыми уступами.

Акваториальная часть бассейна характеризуется широким диапазоном промышленной нефтегазоносности и большим количеством выявленных и разрабатываемых месторождений нефти и газа.

Наибольшие успехи достигнуты в северной части залива, где промышленная разведка морских и прибрежных месторождений имеет многолетнюю историю. Здесь основные продуктивные горизонты приурочены к песчаникам миоцена, а месторождения связаны в основном с солянокупольными структурами, реже с нормальными брахискладками, интенсивно нарушенными разрывами. Встречаются месторождения моноклинального типа в зонах выклинивания и стратиграфического несогласия. Всего в этой части бассейна выявлено около 140 месторождений нефти и газа, из которых более 25 характеризуются запасами свыше 14,5 млн. т нефти или 28 млрд. м³ газа. Их суммарная годовая добыча превышает 30 млн. т нефти и 10 млрд. м³ газа. Наиболее крупные месторождения: Саут-Пасс

(начальные извлекаемые запасы 168 млн. т), Майн Пасс (112 млн. т), Уэст Дельта (110 млн. т), Бретон Саут (88 млн. т), Маршанд (95 млн. т), Остров Южи (63 млн. т) и др. Общие запасы нефти оцениваются в 1—1,3 млрд. т, газа — в 2,1—2,8 трил. м³ (Калинко, 1969).

В западной части залива у берегов Мексики морские разведочные работы на нефть и газ начались значительно позднее. Продуктивные горизонты в акватории связаны с песчаниками кайнозоя, рифогенными известняками мела и оолитовыми известняками юры, залегающими в интервале глубин от 200 до 3400 м. Месторождения приурочены к структурам рифогенного и солянокупольного типа. Всего здесь выявлено около 20 месторождений, крупнейшими из которых являются Аренке и Атун. Запасы первого составляют 137 млн. т, и заключены они в трех залежах нефти в меловых и юрских известняках. Месторождение располагается в 32 км от берега. Перспективные извлекаемые запасы нефти в этой части бассейна оцениваются в 1,4 млрд. т (Бакиров и др., 1971).

В последнее время начались исследования, связанные с поисками нефти и газа на континентальном склоне и в глубоководных частях залива. Начало этому было положено бурением скважин с «Гломар Челленджер». Во всех 15 скважинах, пробуренных в погруженных участках залива, обнаружены газо- или нефтепроявления из песчаников миоцена или пород кепрока (Kleiwer, 1970).

Бассейн Ориноко, именуемый иногда Восточно-Венесуэльским, связан с восточной частью Северо-Прендандийского предгорного прогиба. Его северным обрамлением служат складчатые структуры Венесуэльских Анд, южным — склоны Гвианского щита. Лишь незначительная, восточная часть бассейна располагается под водами океана и его ограничение здесь не изучено. Условно оно проводится вдоль континентального склона, где по аналогии с юго-восточными районами можно предполагать существование подводного структурного барьера. Фундамент бассейна домеловой, возможно, юрско-триасовый. Осадочное выполнение представлено меловыми и кайнозойскими породами, мощность которых возрастает в восточном направлении. Предполагается, что общая мощность отложений достигает 12 км, а меловых — 8 км.

Промышленная нефтегазоносность на суше связана и с платформенным, и с геосинклинальным бортами бассейна. Основные продуктивные горизонты приурочены к плиоценовым, миоценовым и олигоценовым отложениям. Меньшее значение имеют меловые породы. Морские месторождения известны только в пределах складчатого борта и расположены в водах, омывающих о. Тринидад. К западу от острова в зал. Пария открыто около 10 нефтяных месторождений с залежами в песчаниках миоцена. Месторождения приурочены к сложно построенным асимметричным антиклинальным складкам, осложненным диапиризмом и разрывами. Наибольшее значение имеет месторождение Соладо, давшее в 1970 г. около 5 млн. т нефти, т. е. около 60% всей добычи Тринидада. Следует отметить также месторождения Норт Марин и Коува Марин. Известные на суше месторождения Брайтон и Пойнт-Фортин продолжаются в море. Промышленные притоки нефти, газа и конденсата получены в нескольких скважинах юго-восточнее острова.

Магелланов бассейн охватывает самую южную часть Южно-Американского континента, северную половину о. Огненная Земля и прилегающую с востока акваторию и приурочен к южному элементу системы краевых прогибов Андийской складчатости. Западное и южное складчатое обрамление бассейна представлено Патагонскими Кордильерами и лежащей на их продолжении Южно-Антильской островной дугой. С севера он ограничен массивом Дессадо (Южнопатагонским) и его подводным продолжением — Фолклендским поднятием. Восточное замыкание бассейна изучено слабо и условно намечается к юго-востоку от Фолклендских островов.

Фундамент бассейна домеловой. Осадочное выполнение представлено меловыми и кайнозойскими породами. В бассейне выделяются два кулисообразно расположенных прогиба: на западе Магелланов и на востоке Мальвинас. Магелланов прогиб замыкается несколько западнее оконечности Огненной Земли. На шельфе мощность осадков, выполняющих его, не превышает 3 км, на суше она резко возрастает. Основание осадочного выполнения представлено мощной (1—3 км) вулканогенной толщей верхней юры, выше которой залегают образования нижнего и верхнего мела, эоцена, миоцена и плиоцена. Глубина погружения подошвы мела в осевой части впадины превышает 7 км. Прогиб Мальвинас в восточной части имеет субширотное простирание, а южнее Фолклендских островов, следуя простиранию Анд, несколько поворачивает на северо-северо-запад. Здесь он под косым углом вдается в тело массива Дессадо и постепенно выклинивается. Максимальная мощность осадочных пород со скоростями от 1,74 до 4,34 км/с связывается с восточной частью прогиба и достигает 6— 7км.

В бассейне Магеллана открыто около 50 месторождений нефти и газа, приуроченных в основном к платформенному борту впадины. Нефтегазоносность установлена почти по всему разрезу. Так, промышленный газ получен из сланцев верхнеюрской формации тобифера, нефтегазоносны песчаники и конгломераты меловых формаций спрингхилл, росса и рокаллоса, продуктивны верхнеэоценовые и миоценовые песчаники. Основной промышленный горизонт связан с базальной пачкой песчаников нижнемеловой формации спрингхилл, постепенно выклинивающихся в восточном направлении в пределах платформенного борта и, по-видимому, отсутствующих в акваториальной части бассейна. Глубины залегания продуктивных горизонтов колеблются от 1880 до 3000 м, мощность — 20—30 м. Наиболее крупными нефтяными месторождениями являются Куллен, Сомбреро, Трес-Лагос; газовыми — Виктория, Сьерро-Редондо. Промышленных скоплений нефти или газа в акваториальной части бассейна пока не известно.

Среди западно-европейских бассейнов подобного типа промышленно нефтегазоносным является Аквитанский. Бассейн располагается в крупной сложно построенной впадине в краевой части эпигерцинской платформы, постепенно переходящей на юге в Предпиренейский предгорный прогиб. Значительная западная часть бассейна занята водами Бискайского залива. Наземное обрамление на севере и востоке представлено палеозойскими и допалеозойскими метаморфическими и кристаллическими породами Арморикансного и Центрального массивов, а на юге складчатыми

сооружениями Пиренеев. Фундамент докарбоновый. Осадочная толща сложена породами от каменноугольных до четвертичных.

Бассейн отличается отчетливой асимметрией в поперечном сечении (рис. 35). Наиболее прогнутая часть значительно смещена к югу и располагается у предгорьев Пиренеев и Кантабрийских гор. Складчатый, южный борт шириной всего несколько десятков километров, крутой, характеризуется расчлененным рельефом, осложнен соляной тектоникой. Максимальные мощности осадочных отложений составляют 6—7 км. В западной акваториальной части в их разрезе выделяются рыхлые слои (плотностью 2,2 г/см³) мощностью 2—3 км и уплотненные — мощностью до 5 км (2,44 г/см³).

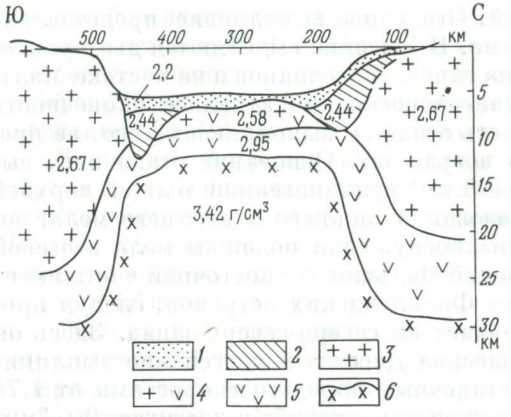


Рис. 35. Разрез Аквитанского бассейна (Bacon at al., 1969).

1 — рыхлые осадки; *2* — уплотненные осадки; *3* — гранитный слой; *4* — второй океанический слой; *5* — базальтовый слой; *6* — граница Мохоровичича.

Платформенный борт полого воздымается в северном направлении. Однако по сейсмическим и гравиметрическим данным на шельфе у Арморикансного массива по поверхности фундамента выделяется прогиб, заполненный рыхлыми и уплотненными осадками мощностью до 5 км.

В Бискайском заливе по мере движения с юга и севера к центральным частям наблюдается выклинивание уплотненных пород, гранитного слоя и резкое воздымание поверхности Мохоровичича до глубин 11—13 км. Здесь осадочные образования представлены лишь рыхлыми слоями мощностью 0,5—1,5 км, ниже которых залегает второй океанический слой (плотность 2,5 г/см³). Таким образом, центральная часть залива, характеризующаяся корой океанического типа, не может входить в состав бассейна.

Скопления нефти и газа в бассейне известны на суше и в акватории. На суше основные продуктивные горизонты связаны с известняками средней, верхней юры и неокома и песчаниками альба.

Сейсморазведочными работами в акваториальной части бассейна выявлено несколько брахиантиклинальных складок. На участке Аптар, расположенном на западном продолжении известного на берегу крупного газонефтяного месторождения Паренти, получены промышленные притоки нефти из известняков неокома. Приток нефти дебитом 1,4 т/сут из пород того же возраста получен с глубины 2701 м в скв. Антарес-1, расположенной в 11 км от берега. Нефтегазопроявления обнаружены и в ряде других скважин в морской части бассейна.

Эти данные указывают на значительную перспективность акваториальной части Аквитанского бассейна. Кроме неокомских, здесь, как и на

суше, возможно нефтегазоносными следует считать отложения альбского, поздне- и среднеюрского возраста.

Складчато-платформенные нефтегазоносные бассейны средиземноморского пояса сравнительно хорошо изучены, особенно в осушенной части. В их недрах открыто большое количество нефтегазовых месторождений (рис. 36).

Северная группа состоит из четырех бассейнов[1]: Среднекаспийского, Азово-Кубанского, Северо-Черноморского и Предкарпатско-Балканского.

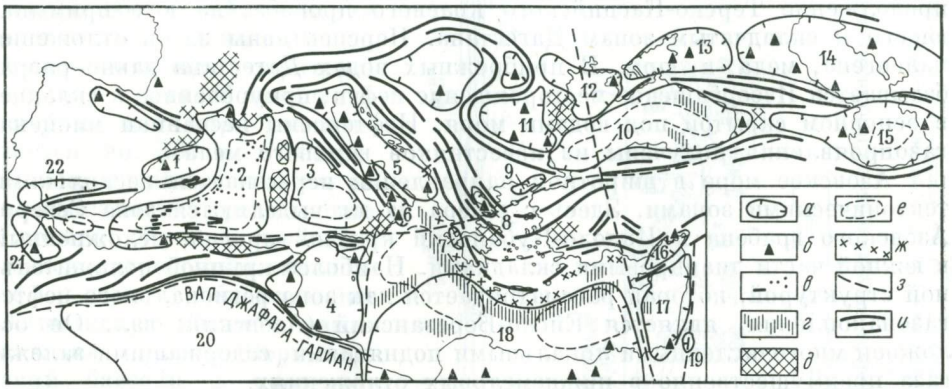


Рис. 36. Карта Средиземноморских нефтегазоносных бассейнов (составил Б. А. Соколов).

а — границы бассейнов; *б* — нефтяные и газовые месторождения; *в* — соляные купола; *г* — Средиземноморский хребет и подводные поднятия; *д* — выступы фундамента; *е* — контуры коры океанического типа; *ж* — глубоководный желоб; *з* — разрывы, *и* — складчатые области. Бассейны: 1 — Валенсийский, 2 — Алжир-Прованский, 3 — Тирренский, 4 — Тунисско-Сицилийский, 5 — Адриатический, 6 — Тарантский, 7 — Эпирский, 8 — Салоникский, 9 — Фракийский, 10 — Черноморский, 11 — Предкарпатско-Балканский, 12 — Северо-Черноморский, 13 — Азово-Кубанский, 14 — Среднекаспийский, 15 — Южно-Каспийский, 16 — Аданский, 17 — Восточно-Средиземноморский, 18 — Ливийско-Египетский, 19 — Мертвого моря, 20 — Сахарский, 21 — Западно-Марокканский, 22 — Андалузский.

Все они приурочены к стыку эпипалеозойских (Туранской, Скифской и Мизийской) плит с альпийским складчатым поясом. Бассейны сложены мощными (до 8—12 км) терригенными и терригенно-карбонатными формациями мезозоя и кайнозоя. Нефтегазоносность осушенных частей связана с различными горизонтами в основном мела, палеогена и нижней части неогена на платформенном и складчатом бортах. Строение и нефтегазоносность наиболее прогнутых морских районов стали выясняться лишь в последние годы.

Среднекаспийский и Азово-Кубанский нефтегазоносные бассейны подробно описаны в литературе. Геологическое строение акваториальных частей этих бассейнов принципиально не отличается от строения смежных

[1] Самая северная мелководная часть Каспийского моря заходит в пределы обширного Северо-Каспийского бассейна, наиболее погруженная часть которого характеризуется отсутствием гранитного слоя.

осушенных участков. В средней части Каспийского и в Азовском морях прослеживаются погружающиеся структурные элементы с доказанной нефтегазоносностью на суше. Так, восточную часть Среднего Каспия занимает морское продолжение Южно-Мангышлакского прогиба, сопряженного на севере с Мангышлакской зоной поднятий (Беке-Башкудукский вал и др.), а на юге — с Карабогазским сводом. В восточной части акватории Среднего Каспия выделяется целая система валов и впадин, представляющих несомненный интерес для поисков нефти и газа в терригенных отложениях юры и мела. Западную часть Среднего Каспия занимает продолжение Терско-Каспийского краевого прогиба, на юге примыкающего к складчатым зонам Дагестана. Перспективны здесь отложения палеогена, мела и юры. В прибрежных водах Дагестана давно разрабатывается Избербашское месторождение нефти, приуроченное к складке, в основном скрытой под водами моря. Нефтеносны песчаники миоцена, газопроявления получены из известняков верхнего мела.

Азовское море в широтном направлении пересекается несколькими тектоническими зонами. Здесь с севера на юг выделяются зона Северо-Азовского грабена и Индоло-Кубанский краевой прогиб, осложненный в южной части диапировыми складками. Наиболее крупной положительной структурой, которая рассматривается как зона регионального нефтегазонакопления, является Ейско-Березанский (Азовский) вал. Он осложнен многочисленными локальными поднятиями, содержащими залежи газа преимущественно в нижнемеловых отложениях.

Своеобразным строением отличается Северо-Черноморский нефтегазоносный бассейн, большая часть которого занята водами Черного моря. Особенностью бассейна является отсутствие выраженного в рельефе южного складчатого замыкания. На юге бассейна расположен шельфовый уступ, переходящий в континентальный склон, сочленяющийся с глубоководной котловиной Черного моря. На севере бассейн ограничен склоном Украинского щита, на юго-востоке и юго-западе — склонами соответственно мегантиклинория Горного Крыма и раннемезозойского складчатого сооружения Добруджи. На востоке и западе в пределах Степного Крыма (Симферопольское) и Молдавии обрамление связано с поперечными поднятиями фундамента. К северу от Горного Крыма выделяются Альминская впадина, являющаяся аналогом краевого прогиба и открывающаяся в сторону моря, Тарханкутский вал и Каркенитская впадина. На западе располагается крупный Преддобруджский прогиб, отделенный с юга от Добруджи разломом Георгиевского Гирла (Гарецкий, 1972).

Большая часть фундамента бассейна имеет палеозойский возраст, а сам бассейн сложен терригенно-карбонатными породами юры, мела, палеогена и неогена мощностью более 10 км.

Интересные данные получены в результате сейсмоакустического изучения морской части бассейна (Калинин и др., 1972). В строении верхней части разреза устанавливается сокращенная мощность отложений, обусловленная наличием региональных размывов на границе мела и палеогена, среднего миоцена, мэотиса и среднего плиоцена (рис. 37). Осадочные слои смыты в систему крупных антиклинальных и синклинальных складок, располагающихся на структурных продолжениях зон дислока-

ций, выделяемых в Крыму и на западном Черноморском побережье. На основании этих данных можно говорить о продолжении далеко в море Тарханкутского вала и поднятия Добруджи и возможном их сочленении в единую структурную зону. В этом случаеПреддобруджский прогиб и Каркинитская впадина образуют единую обширную депрессию, а Альминская впадина протягивается на запад-юго-запад, оконтуривая вал с юга. В последней глубина дна моря увеличивается до 330 м и более. Можно предполагать, что на юго-западном продолжении Горного Крыма располагается погребенная складчатая зона, обрамляющая Альминскую впадину, замыкающая Северо-Черноморский бассейн и простирающаяся до Южно-Добруджского массива.

В Северо-Черноморском бассейне открыто несколько газовых и одно нефтяное месторождение. Все они сосредоточены на Тарханкутском полуострове. Продуктивны отложения мела и палеогена. На западе бассейна в Молдавии притоки нефти получены из отложений сармата на Валенской площади. Основные перспективы бассейна связаны с акваториальной частью, где на морском продолжении Тарханкутского вала на Голицинской структуре ведется морское глубокое бурение и получены обнадеживающие результаты (Бинштok и др., 1970).

Предкарпатско-Балканский бассейн образован в зоне сочленения Мизийской плиты

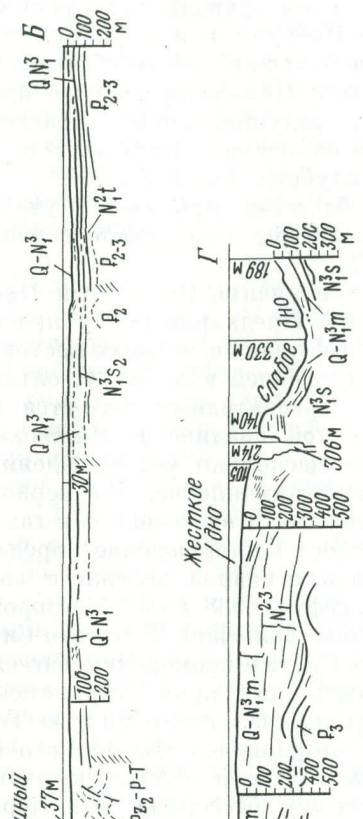


Рис. 37. Строение Северо-Черноморского бассейна по данным сейсмо-акустического профилирования (Калинин и др., 1972).

А—Б — разрез по линии материковый склон — о. Змеиный — Днепровский лиман; *В—Г* — то же, по линии Горный Крым — Днестровский лиман. *1* — неуверенно коррелируемые отражающие границы; *2* — то же, среднекоррелируемые; *3* — опорные горизонты, *4* — зоны разрывных нарушений.

со складчатыми сооружениями Карпат и Балкан, окружающих бассейн с севера, запада и юга. На северо-востоке обрамление представлено поднятием Добруджи. Со стороны Черного моря бассейн ограничен приподнятым блоком фундамента, располагающимся к югу от Добруджи — Южно-Добруджская ступень. В пределы Черного моря попадает лишь небольшая часть бассейна, входящая в состав Варненской впадины и Нижнекамчийского прогиба. Последний можно рассматривать как редуцированный краевой прогиб, располагающийся перед восточным окончанием Балкан. В его пределах меловые отложения погружены на глубину более 2 км.

В строении бассейна принимают участие три структурных этажа: палеозойско-триасовый, юрско-палеогеновый и неоген-антропогеновый (Гарецкий, 1972).

В северной континентальной части Предкарпатско-Балканского бассейна, отвечающей Предкарпатскому краевому прогибу, известно большое количество нефтяных и газовых месторождений. Продуктивные горизонты имеются в средней юре, мелу, олигоцене и неогене. В морской части бассейна перспективным является болгарский шельф, примыкающий к Варненской впадине и Нижнекамчийскому прогибу. На побережье открыто несколько месторождений, основные из которых Тюленевское и Нижнекамчийское. На первом нефтеносны известняки валанжина и сенона, на втором получен газ из карбонатных пород олигоцена. Тюленевское месторождение представляет собой горстовидное поднятие, глубина основной залежи в валанжине 350 м, высота — до 50 м, плотность нефти 0,938 г/см^3. Месторождение уходит под воды моря.

Южная группа включает Тунисско-Сицилийский, Ливийско-Египетский и Восточно-Средиземноморский бассейны, сформировавшиеся в результате взаимодействия края Африканской платформы с подвижной альпийской геосинклинальной областью Тетиса. Бассейны имеют четкое ограничение со стороны платформенного борта. Складчатый борт, как правило, выражен хуже и подчас скрыт под морской водой. Наиболее погруженные участки бассейнов характеризуются океаническим типом земной коры.

Тунисско-Сицилийский бассейн заключен между широтно ориентированными альпийскими складками Тунисского Атласа и северной Сицилии— на севере, а на юге — крупным нарушением, являющимся восточным продолжением Южно-Атласского разлома. С востока он ограничен меридиональным порогом, тянущимся от западного побережья зал. Сидра через поднятие о. Мальта до восточного окончания Сицилии. Бассейн сложен мощной (более 4 км) толщей карбонатно-терригенных пород от триаса до четвертичных, залегающих на палеозойском фундаменте. Осадочные толщи смяты в системы складок, интенсивность которых убывает с севера на юг.

Вдоль северной окраины бассейна, параллельно его складчатому обрамлению выделяется своеобразный прогиб типа краевого. Он состоит из нескольких впадин: Сус в Тунисе, Трапани и Центрально-Сицилийская в Сицилии. Зона впадин с юга сопряжена с обширной приподнятой структурой, получившей название «Тунисско-Сицилийской платформы» (Джон-

сон и др., 1971). Вдоль южной границы Тунисско-Сицилийского бассейна протягивается Пелагический прогиб, открывающийся в зал. Габес.

Как в континентальных, так и в морских частях бассейна известен целый ряд месторождений нефти и газа. Во впадине Сус на побережье открыто газовое месторождение Кап-Бон, а на западном замыкании впадины на территории Алжира — нефтегазовое месторождение Доулеб. Продуктивны песчаники нижнего мела. Месторождение Кап-Бон приурочено к антиклинали размером 9 × 25 км, уходящей в море. Газоносные песчаники залегают на глубине около 1,4 км. Во впадине Трапани располагаются два газовых месторождения Мазара и Липпоне. На последнем газоносны песчаные линзы среднего миоцена. Восемь месторождений открыто в Центрально-Сицилийской впадине и на плато Иблео. Четыре из них — Джела (запасы 25 млн. т), Рагуза (17 млн. т), Каммарата, Дирилло — нефтяные, одно — Гаглиано — газоконденсатное, остальные Бронте, Васадонна и Катания — газовые. Их суммарные запасы — 28 млрд. м³ газа и 12 млн. м³ конденсата. Везде продуктивны карбонатные горизонты триаса и мела, а в районе Катании — песчаники миоцена — плиоцена, и на месторождении Гаглиано — песчаники олигоцена—миоцена.

Нефть и газ получены в морской части Пелагического прогиба в зал. Габес. Малосернистая нефть плотностью 0,876 г/см³ обнаружена в скважине Аштарт в 80 км к юго-востоку от г. Сфакса. Глубина продуктивного горизонта — мощностью 75 м — 2,85 км, глубина воды 70 м. В прибрежной части Ливии у границ с Тунисом морская скважина в блоке 137 дала нефть плотностью 0,855 г/см³ с глубины 2265 м из песчаного пласта. Начальный дебит 150 т/сут. Рядом в блоке 88 получен газ.

Ливийско-Египетский бассейн является одним из крупнейших в мире и занимает регионально погружающуюся на север часть Северо-Африканской платформы и примыкающие к ней глубоководные Ионическую и Левантийскую котловины Средиземного моря (рис. 38). С юга бассейн ограничен элементами Центрально-Сахарской (по В. Е. Хаину) системы поднятий, представленными массивами Тибести, Джебель-Ауэнат и Нубийским. С запада и востока его обрамляют меридионально вытянутые погребенные поднятия и зоны разломов, уходящие в акваторию Средиземного моря. На севере граница бассейна четко не установлена. С некоторой условностью они могут быть проведены по подводному плато Медина, считающемуся опущенной частью Тунисско-Сицилийской платформы (Райн и др., 1971), и Средиземноморскому валу. Возможно, что в состав бассейна входит и Гелленский желоб. Во всяком случае, именно в отмеченных границах мы имеем крупный осадочно-породный бассейн, максимальная мощность отложений которого в подводной северной части достигает 8—10 км. От этого центра наблюдается региональный подъем к периферии. Бассейн имеет обширный платформенный склон, частично занятый морем. Средиземноморский вал, Гелленский глубоководный желоб и сопряженную с ним дугу островов Пелопоннеса-Крит-Родос можно рассматривать как формирующийся краевой прогиб и растущее складчатое сооружение.

На осушенной части платформенного борта выделяются три впадины Сирт, Каттар и Нижненильская (Каирская), объединяемые в Восточно-

Ливийскую синеклизу. Все впадины открываются в сторону Средиземного моря. Лишь на крайнем северном окончании континента по отложениям мела они осложнены системой пологих поднятий Киренаики. Эта зона поднятий сопоставляется с Джефара-Гарианским валом и возможно отражает сочленение докембрийской платформы с более молодой (эпибайкальской или палеозойской), выделяемой в Тунисе и Атласском Алжире.

Бассейн сложен в основном породами эоцена, палеоцена и верхнего мела, залегающими или на образованиях нижнего мела, юры и триаса,

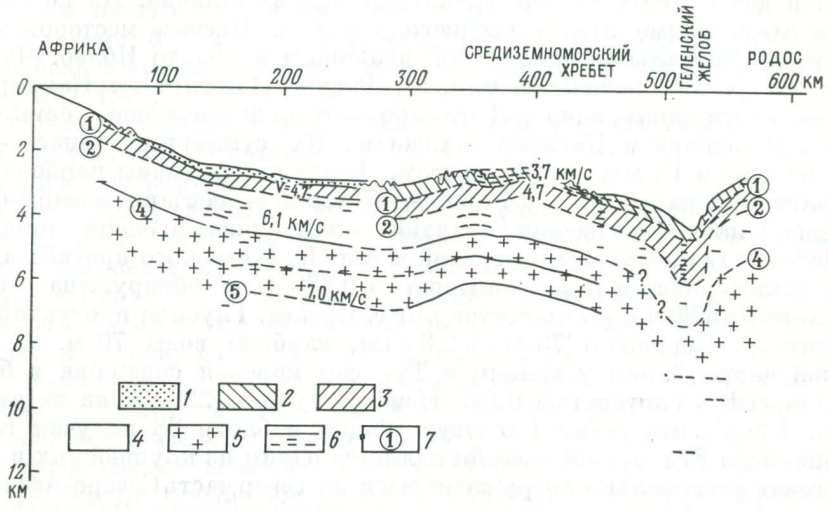


Рис. 38. Строение морской части Ливийско-Египетского бассейна (Москаленко, 1966).

Неконсолидированные осадки: *1* — континентального склона, *2* — глубоководной котловины; *3—4* — консолидированные отложения; *5* — фундамент; *6* — отражающие горизонты и их корреляция; *7* — маркирующие горизонты.

или непосредственно на размытой поверхности палеозоя, или на докембрийском фундаменте. Общая мощность кайнозоя и мезозоя достигает 5 км. В сторону моря мощность увеличивается за счет большей полноты кайнозойской части разреза.

Рассматриваемые впадины осложнены системами широтных (Сирт) и диагональных (Каттар) сбросов, по которым фундамент ступенчато погружается на север. В осадочном этаже впадин выявлены крупные пологие поднятия типа валов, в пределах которых устанавливаются локальные куполовидные складки, с углами наклона на крыльях 1—6°. К этим поднятиям приурочено большое количество нефтегазовых месторождений, ряд из которых относится к гигантам. Месторождения антиклинального и рифогенного типа. Продуктивны известняки верхнего мела, палеоцена и эоцена. Нефть найдена также в породах нижнего мела, палеозоя (кембро-ордовик) и в раздробленных кристаллических выступах фундамента.

Во впадине Сирт открыто более 70 нефтяных и газовых месторождений. Из них к гигантам относятся Зелтен, Амаль, Бахи, Дахра, Хофра, Серир, Аугила и др. Запасы Зелтен оцениваются в 2 млрд. т нефти. Глубины продуктивных горизонтов палеоцена и верхнего мела составляют 1,5—2,5 км. Мощность верхних продуктивных известняков более 100 м. Нефти легкие (0,84 г/см³). Поиски в шельфовой зоне зал. Сирт привели к открытию газовой залежи.

Крупные нефтяные и газовые скопления обнаружены во впадине Каттар. На месторождениях Эль-Аламейн, Умбараны и других залежи выявлены в известняках и доломитах нижнего мела на глубинах 2,5 и 3,2 км. Нефти имеют плотность 0,80—0,85 г/см³.

В шельфовой части Нижненильской впадины у г. Александрии и в дельте Нила выявлены месторождения газоконденсата (Абу-Кир, Абу-Мади, Бусейли и др.). Начальные дебиты на Абу-Кир достигали 764 тыс. м³/сут газа и конденсата. Скважина Бусейли в дельте Нила дала 220 м³/сут газа из песчаных горизонтов с глубины 1600 м.

Восточно-Средиземноморский бассейн захватывает узкую прибрежную полосу северного Синая и западной части Аравийской платформы. Бассейн образован за счет блоковых погружений древнего фундамента, перекрытого мощными толщами кайнозоя, мезозоя и частично палеозоя. С юга и востока бассейн ограничен Сирийской дугой — горстовыми поднятиями, частично сопряженными с системой грабенов Леванта. На севере замыкание бассейна связано с поднятием о. Крит. На западе от смежного Ливийско-Египетского бассейна он отделяется зоной регионального разлома, продолжающего Суэцкий грабен. Нефтеносность установлена в юго-восточной континентальной части бассейна, где открыто пять нефтяных (Хелец и др.) месторождений. Запасы нефти оцениваются в 3 млн. т. Продуктивны карбонатные породы юры и миоцена, песчаники нижнего мела. Месторождения приурочены к асимметричным поднятиям блокового типа. Залежи сводовые и тектонически экранированные. К этой же группе относится практически не изученный бассейн Уэдделла, приуроченный к одноименному морю (рис. 50).

Внутрискладчатые бассейны в Атлантическом сегменте распространены в Прикарибской части Южно-Американского континента и в Средиземноморском регионе. Особняком стоят Восточно-Канадский, связанный с северо-северо-восточным погружением Аппалачской складчатости, Андалузский и Западно-Марокканский бассейны.

Бассейны Магдалены, Маракайбо, Бонаире-Токуйо и Кариако расположены в зоне Андского складчатого сооружения. Перечисленные бассейны связаны с типичными межгорными прогибами, которые разделяются отдельными ветвями этой складчатой системы, составляющими их наземное обрамление. Северные части бассейнов располагаются в прибрежной акватории Карибского моря. Фундамент бассейнов преимущественно палеозойский. Осадочное выполнение представлено кайнозойскими и мезозойскими отложениями. Их мощность, стратиграфическая полнота и литологический состав неодинаковы в разных бассейнах и обусловлены в основном временем и характером проявления складчатости. Так, в бассейне Магдалены разрез осадочных отложений начинается

с нижнеюрско-триасовой серии Гирон, представленной переслаиванием красноцветных алевролитов, песчаников и глин. В бассейне Маракаибо нижняя часть осадочного чехла имеет раннемеловой возраст, а в бассейнах Бонаире-Токуйо и Кариако — эоценовый. Мощность осадков меняется в широких пределах. В южной наземной части бассейна Магдалены она приближается к 15 км, в то время как на севере, в акватории, по геофизическим данным не превышает 7—8 км. Такой же порядок мощностей характерен для бассейна Маракаибо. Меньшие мощности (до 3—4 км) свойственны бассейнам Бонаире-Токуйо и Кариако. Промышленно нефтегазоносными являются бассейны Маракаибо и Магдалены, причем в первом из них значительная часть добычи производится из-под дна одноименной лагуны.

Бассейн Маракаибо по уровню добычи и разведанным запасам нефти относится к крупнейшим в мире. Особое место занимает зона Боливар — Коастал, охватывающая значительную часть Маракаибской лагуны и прилегающее с юго-востока побережье. Первоначальные запасы этой зоны оцениваются в 4,3 млрд. т, а ежегодная добыча превышает 110 млн. т. Промышленные скопления нефти обнаружены во всех отложениях, начиная от фундамента и кончая четвертичными. Основные продуктивные горизонты приурочены к песчаникам миоцена (101 горизонт) и эоцена (220 горизонтов) и в меньшей степени к песчаникам плиоцена, олигоцена и известнякам мела.

Зона Боливар-Коастал обычно подразделяется на ряд отдельных элементов, именуемых в литературе то месторождениями, то площадями, то блоками. Главнейшими из них являются Ла-Роса, Тиа Хуана, Лагунильяс, Пуэбло Вьехо, Бочакеро и др. Однако буровые данные показывают, что многие залежи в миоценовых и эоценовых отложениях непрерывно прослеживаются через все эти площади, образуя огромное единое месторождение, охватывающее всю или большую часть рассматриваемой зоны. В целом зона состоит из ряда антиклинальных поднятий, достаточно резко выраженных в строении доэоценовых отложений. Вышележащие породы имеют залегание, близкое к моноклинальному, и образуют лишь слабые изгибы над доэоценовыми структурами. Широко развиты выклинивания и стратиграфические несогласия. Залежи в кайнозойских отложениях — пластовые сводовые и пластовые экранированные выклиниванием, несогласием и разрывами; в меловых — массивные. Большие перспективы связаны также с северными районами бассейна, с Венесуэльским заливом. Широтным разломом Ока эти районы отделяются от основной части бассейна. По геофизическим данным мощность осадочных отложений здесь достигает 7—8 км.

В бассейне Магдалены месторождения выявлены лишь на суше. Продуктивны отложения олигоцена, эоцена и мела. Месторождения приурочены к антиклинальным складкам и моноклиналям, разбитым разрывами. Залежи пластовые (сводовые и экранированные) и массивные. Наиболее крупные месторождения Инфантес, Ла-Сира и Касабе-Голан.

Восточно-Канадский бассейн связан с системой межгорных прогибов на север-северо-восточном погружении Аппалачской палеозойской складчатой системы. Он охватывает акваторию зал. Св. Лаврентия и приле-

гающую сушу. Обрамлением его на востоке, юге и северо-западе служат отдельные ветви Аппалачей, на севере — склоны Канадского щита. Фундамент бассейна — докембрийский, в южных наземных частях в состав складчатого основания входят докаменноугольные дислоцированные породы, прорванные гранитными интрузиями.

Восточно-Канадский бассейн представляет собой сложную впадину, с наиболее прогнутой частью, расположенной на востоке зал. Св. Лаврентия у берегов Ньюфаундленда. Общая мощность осадочных пород достигает 7—8 км. По совокупности данных бурения и геофизики, в их составе могут быть выделены отложения кембрия, ордовика, силура, девона; в более южных частях разрез начинается с карбона, включает пермь и возможно триас (Howie, 1970).

В северо-западном направлении бассейн, вероятно, рассекается поперечным к простиранию Аппалачской складчатости разломом, проходящим через о. Антикости и отделяющим о. Ньюфаундленд от материка. При бурении на суше и в море были встречены многочисленные нефтегазопроявления в отложениях карбона, девона и в более древних породах раннего палеозоя. Единственным месторождением здесь с незначительными запасами нефти является Стони-Крик, расположенное на западном побережье залива. Оно приурочено к пологой, осложненной разрывами моноклинали. Продуктивны песчаники нижнего миссисипия, залегающие на глубинах 350—750 м. Перспективными объектами разведки считаются многочисленные солянокупольные структуры.

Внутрискладчатые бассейны Средиземноморского пояса подразделяются на две группы. Большинство бассейнов приурочено к крупным прогибам, сформировавшимся между складчатыми зонами на коре континентального (Адриатический и Валенсийский бассейны) или океанического типа (бассейны Южно-Каспийский, Черноморский, Тирренский и Алжиро-Прованский). Другую группу составляют очень небольшие по размерам бассейны: Салоникский, Фракийский, Таранский, Эпирский и Аданский, приуроченные к грабен-синклинориям внутрискладчатых зон. В ряде бассейнов обнаружены нефтяные или газовые скопления.

Адриатический нефтегазоносный бассейн располагается между складчатыми альпийскими сооружениями Апеннин и Динарид, смыкающихся на севере с Альпами. Большая часть бассейна занята водами одноименного моря (рис. 39).

Бассейн сложен толщей (10 км) пород мезозоя и кайнозоя, залегающих на дислоцированном палеозойском фундаменте. В тектоническом отношении он характеризуется определенной симметрией: центральная более приподнятая часть, иногда называемая Адриатической платформой (Джонсон и др., 1971), делит бассейн на западную и восточную части, которые представляют собой системы третичных прогибов, напоминающих краевые (рис. 40).

Адриатический бассейн отличается приподнятым положением полого залегающих карбонатных пород триаса, юры и мела мощностью до 4—5 км, перекрытых маломощным терригенным комплексом третичных образований. Для бассейна характерна блоковая тектоника. Наиболее приподнятые элементы выступают в виде крупных поднятий, образуя

выходы юры и мела на поверхности. Западная система депрессий состоит из Паданского и Марке-Абруцского прогибов и впадины Молизе. На севере и востоке выделяются Венецианский, Преддалмацкий и Южно-

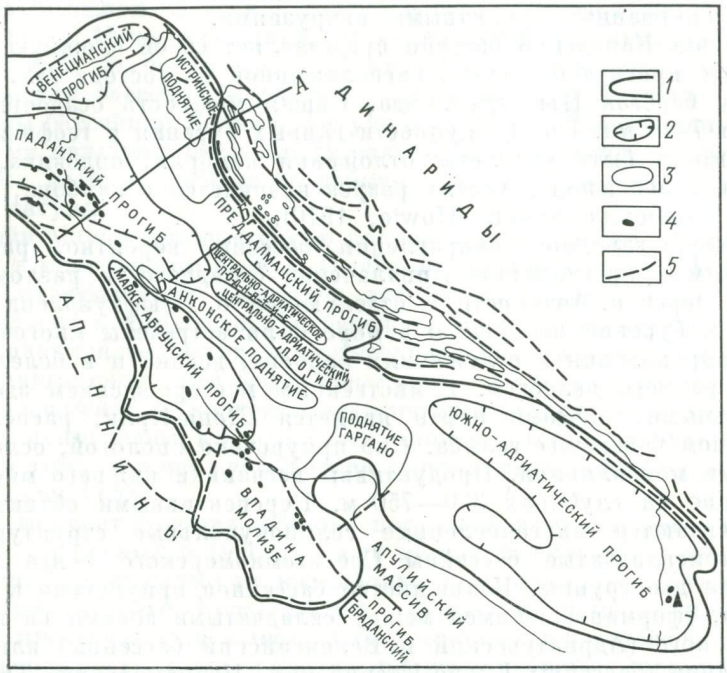


Рис. 39. Схема строения Адриатического бассейна (составил Б. А. Соколов).

1 — граница бассейна; *2* — прогибы и впадины; *3* — поднятия; *4* — месторождения нефти и газа; *5* — разломы. Разрез *А—А′* см. на рис. 40.

Рис. 40. Разрез Адриатического бассейна (по П. Милюш, 1971; М. Турк, 1971, с упрощениями и добавлениями Б. А. Соколова).

1 — эвапориты; *2* — покровы и оползни.

Адриатический прогибы. Все они характеризуются асимметричной формой, сравнительно глубоким погружением слоев мезозоя, мощным развитием третичных и четвертичных образований, отчетливой складчатостью.

Краевые прогибы и разделяющие их поднятия, частично скрытые водами Адриатического моря, изучаются с целью поисков нефти и газа. В большинстве из них как на суше, так и в море найдены нефтегазовые месторождения, связанные с брахиантиклиналями и интенсивно нарушенными разрывами.

В Паданском прогибе известно более 60 газовых и газонефтяных месторождений, часть из которых находится в акватории. Продуктивны песчаные горизонты древнечетвертичного, плиоценового и миоценового возраста, а также известняки олигоцена (в северных предгорьях Апеннин), залегающие на глубинах от 800 до 3000 м. Крупными морскими месторождениями являются Порто-Корсини-Маре, с разведанными запасами в 20 млрд. м^3, Равена-Маре и др. В прогибе Марке-Абруцо и впадине Молизе нефтегазоносны песчаники неогена и известняки мела. Всего известно около 25 месторождений, часть из которых (Сан-Джорджио-Маре, Сан-Стефано-Маре и др.) находится в море. В районе имеется асфальтовое месторождение Сан-Валентино с запасами в несколько миллионов тонн.

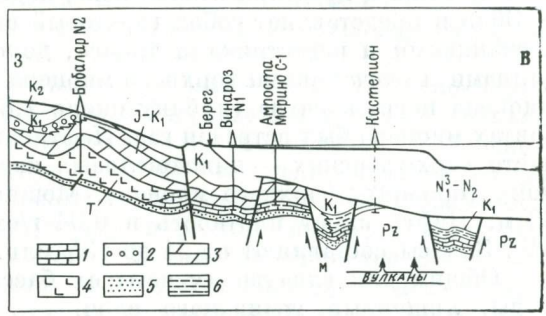


Рис. 41. Разрез Валенсийского бассейна (Стокинджер, 1971).

1 — известняки; *2* — грубообломочные континентальные породы; *3* — доломиты; *4* — соль; *5* — песчаник; *6* — глины.

Нефтяные и газовые месторождения давно известны в юго-восточной континентальной части Южно-Адриатического прогиба, в Албании. Здесь выявлены нефтяные месторождения Кучево (Сталино), Патос, Маринзе и газовые — Дивнокс и Бубулине. Продуктивны песчаники тортонского и сарматского ярусов. Нефти тяжелые, плотностью 0,95 г/см^3, смолистые, залежи литологического типа. Притоки нефти получены в Преддалматском прогибе при бурении на островах.

Валенсийский нефтегазоносный бассейн занимает западную часть Средиземного моря, отвечающую одноименному заливу (рис. 41). Образование бассейна связано со ступенчатым погружением восточного окончания жесткого палеозойского массива — Иберийской Масеты и перекрытием его толщей мезозойских и кайнозойских пород мощностью не менее 4 км. Бассейн на западе и северо-западе со стороны суши ограничен приподнятыми блоками фундамента, образующими Каталонские и Иберийские горы. Южное и юго-восточное обрамление связано с альпийскими сооружениями Бетской кордильеры и располагающимися на их продолжении Балеарскими островами. Восточное замыкание бассейна не изучено. Можно предполагать существование погребенного порога, связывающего Балеарскую складчатую зону с восточным окончанием Пиренеев.

В строении бассейна принимают участие преимущественно карбонатные и эвапоритовые отложения триаса, известняки, доломиты и мергели юры и нижнего мела, перекрываемые с резким несогласием глинами и песчаниками миоцена и плиоцена, имеющими мощность 4 км. Отложения мезозоя образуют нарушенные антиклинальные складки, связанные или с блоковой структурой фундамента, или с солянокупольным диапиризмом. В шельфовой части бассейна намечаются две зоны выступов фундамента. Одна из них протягивается между Береговым хребтом и Валенсией,а другая прослеживается на юг от Таррагоны, западнее вулканических островов Колумбрет (Stoeckinger, 1971).

Первое нефтяное месторождение Ампосто-Марино, открытое в 1970 г., расположено в пределах второй зоны поднятий в 40 км к югу от дельты р. Эбро и представляет собой горстовый выступ фундамента, перекрытый песчаниками и известняками триаса, доломитами юры и нижнего мела, глинами и песчаниками верхнего миоцена и плиоцена. Подошва верхнего миоцена погружена на глубину около 1,8 км. В тонких песчаных горизонтах миоцена был встречен газ. Нефтяная залежь приурочена к верхней части верхнеюрских — нижнемеловых кавернозных доломитов и базальному горизонту верхнего миоцена. Мощность продуктивной зоны около 60 м. Нефть имеет плотность в 0,94 г/см^3, количество серы достигает 5%. Запасы составляют от 54 до 135 млн. т.

Общим для следующих четырех бассейнов является разрез земной коры, лишенный гранитного слоя.

Южно-Каспийский бассейн охватывает акваторию Южного Каспия и сопряженные с ним Куринскую и Западно-Туркменскую межгорные впадины, а также прибрежные районы Ирана. Бассейн сложен породами мезозоя и кайнозоя мощностью до 15—20 км, причем на неоген-антропогеновый стратиграфический интервал приходится до 8—10 км. В осушенных частях бассейна широко развиты четко выраженные протяженные антиклинальные зоны, осложненные разрывными нарушениями и грязевым вулканизмом.

Внутренняя область Южно-Каспийского бассейна характеризуется максимальным прогибанием в плиоцен-четвертичное время. Кровля среднеплиоценовой толщи погружена на 3—6 км. Мощности четвертичных отложений превышают 2 км. Локальные структурные формы, особенно в восточной части внутренней области, отличаются спокойным строением. Здесь выявлены валообразные поднятия до 60 км длиной и 30 км шириной. Структурный план досреднеплиоценовых слоев бассейна отличается от строения нижележащей толщи.

Южно-Каспийский бассейн характеризуется широким диапазоном нефтегазоносности, охватывающим разрез от мезозоя до антропогена. Основные продуктивные горизонты связаны с песчаниками среднего и верхнего плиоцена. Наземные участки бассейна содержат большое количество нефтяных месторождений. На Южном Каспии эксплуатируются первые в Советском Союзе морские нефтяные месторождения: Нефтяные Камни, о. Артема, банка Дарвина, о. Жилой, Южное, о. Булла, Челекен-море, банка Жданова и др. Добыча нефти на морских площадях составляет более 13 млн. т в год.

Перспективной, но еще не изученной бурением является внутренняя морская депрессия бассейна, структурные, литолого-фациальные и гидрогеологические условия которой в общем благоприятны для образования нефтяных и газовых месторождений.

Черноморский бассейн отвечает глубоководной части одноименного моря, а также Рионской межгорной впадине и узким депрессиям, протягивающимся в виде изолированных участков вдоль побережья Кавказа, Турции и Болгарии. Бассейн сложен толщей осадочных пород, мощность которых достигает 15 км. В периферийных частях бассейна, примыкающим к складчатым горным сооружениям Большого и Малого Кавказа, Понтидам, разрез сложен разнообразными терригенно-карбонатными породами юры, мела, палеогена и неогена. В глубоководных частях бассейна, по-видимому, заметно увеличивается мощность молодых отложений.

Глубоководный район бассейна подразделяется на Западно-Черноморский и Восточно-Черноморский прогибы и разделяющее их Центрально-Черноморское поднятие, расположенное на меридиане Керченского полуострова (Гаркаленко, Белокуров, 1971). Это деление находит отражение в строении и мощности земной коры, распространении гранитного слоя, в глубинах залегания поверхности Мохоровичича, в положении глубинных меридиональных разломов. В западном прогибе отмечаются максимальные значения мощности (до 15 км) осадочной толщи. Нижняя ее часть со скоростями 3 км/с, отвечающая мезозойскому возрасту, имеет мощность 9—10 км. Рассматриваемый прогиб от Северо-Черноморского бассейна отделяется выступом фундамента, протягивающимся уже в глубоководной зоне на юго-запад от Крымского мегантиклинория и сочленяющимся с хр. Моисеева, располагающимся на широте Варны.

Мощность осадочной толщи Восточно-Черноморского прогиба уменьшается до 8—9 км. Из них на мезозойскую часть приходится около 2 км. В пределах Центрально-Черноморского поднятия, имеющего субмеридиональную ориентировку, мощность осадочного слоя уменьшается до 6 км. Кайнозойские отложения в глубоководных частях Черного моря залегают горизонтально; в строении мезозойских слоев намечаются крупные приподнятые и опущенные элементы, связанные с блоками фундамента. На северо-востоке бассейна параллельно Кавказскому побережью протягивается Восточно-Черноморское поднятие; к югу от Горного Крыма выделяется поднятие Андрусова. У берегов Турции, к северо-востоку от Самсуна выявлен крупный вал Архангельского. Более уверенно намечаются зоны антиклинальных складок в прибрежных шельфовых частях бассейна.

Нефтеносность установлена в восточной осушенной части бассейна, где известно небольшое нефтяное месторождение Супса в Гурии с залежью в песчаниках сармата и новое месторождение Восточно-Чаладидское. Последнее приурочено к антиклинальной складке в центральной Колхиде. Продуктивны верхнемеловые известняки на глубине 1,8 км. Открытие этого месторождения заметно повышает интерес к поискам нефти на шельфе Колхиды, где еще в 1958 г. Б. А. Соколовым было указано на существование целого ряда крупных антиклинальных складок

(Очамчирская, Кулевская и др.) по отложениям мела, перспективных на нефть и газ (Соколов, 1964). Морское бурение начато в западной части бассейна на шельфе Турции (скважина Кара-Дениц). В целом Черноморский бассейн следует рассматривать как высокоперспективный для поисков нефтегазовых месторождений.

Тирренский, возможно нефтегазоносный, бассейн занимает глубоководную котловину, зажатую между складчатыми системами Апеннин на северо-востоке и востоке, Сицилии и Атласа на юге, палеозойскими массивами Сардинии и Корсики на западе и Калабрии на юго-востоке. В бассейне под маломощными (200—400 м) осадками, залегает слой консолидированных пород со скоростью поперечных волн 4—5 км/с. Его мощность более 2,5 км. Природа слоя, залегающего на фундаменте со скоростями 7 км/с, не установлена. Рельеф фундамента сильно расчленен (Heezen, 1971). На юго-западе и западе бассейна распространены подводные и наземные вулканы. Поиски нефти в ограниченном масштабе проводились на суше в небольших прибрежных впадинах, примыкающих к Апеннинам (Тосканская и Латиум). Впадины выполнены маломощными песчано-глинистыми отложениями плиоцена и миоцена, подстилаемыми карбонатным мелом. При бурении были встречены незначительные нефте- и газопроявления.

Алжиро-Прованский бассейн отвечает одноименной глубоководной котловине и смежным участкам побережья. Ограничения бассейна образованы складками Атласа, Балеарских островов, Пиринеев и западных Альп и жесткими палеозойскими массивами Сардинии, Корсики и Франции (Центрального, Мотуме, Мор-Эстерель и др.). Бассейн захватывает часть суши в пределах Франции и Алжира. Во Франции выделяются два прогиба Каркассон и Нижнеронский, являющиеся окончаниями крупной впадины Лионского залива. В Алжире в состав бассейна входит узкий прибрежный прогиб Шелифф-Мулуя (между Ораном и Алжиром).

Бассейн сложен толщей мощностью 4—6 км преимущественно карбонатных пород мезозоя и терригенных пород кайнозоя. В глубоководной части развитие получили соленосные отложения скорее всего миоценового возраста. Однако есть мнение, что соль имеет триасовый возраст (Л. Гланжо). По геофизическим данным, разрез выглядит следующим образом: неконсолидированные и полуконсолидированные осадки со скоростями 1,8—2,9 км/с имеют мощность до 5 км на севере бассейна и 2 км на юге; под ними слой пород (3,4—4,9 км/с) мощностью 4,5—5,8 км, залегающий на базальтовом слое (6,5—6,8 км/с). В краевых частях бассейна развиты различного типа антиклинальные складки, осложненные разрывами. Для глубоководной части характерно широкое распространение соляно-купольной тектоники. Соляные структуры имеют форму как отдельных куполов, так и протяженных валов (Райн и др., 1971). Последние известны на юге и имеют широтную ориентировку, параллельную простиранию Атласских складок.

Нефтеносность бассейна установлена лишь на суше. Во Франции в Нижнеронском прогибе расположено два небольших нефтяных месторождения: Габиан и Галициан. На последнем продуктивны доломиты триаса на глубине 2 км. Нефть имеет плотность 0,90 г/см^3. В Алжире

нефтеносны песчаники миоцена на антиклинальных складках Аин-Зефт, Тлиуанэ и Сиди-Браим. Глубины залегания залежей 200—400 м.

Бассейны, связанные с внутрискладчатыми грабен-синклинориями, имеют небольшие размеры и сравнительно плохо изучены, особенно их подводные части. Наиболее крупным является Тарантский бассейн, выделяемый на юге Италии и отвечающий на суше Браданскому прогибу, а в море одноименному заливу. С востока он ограничен поднятием Апулийского мезозойского массива, с запада апеннинскими складками Лукании и Калабрийским массивом, с юга — северным окончанием Средиземноморского хребта. Бассейн сложен карбонатным мезозоем, перекрытым терригенными породами миоцена и плиоцена умеренной мощности. Отложения смяты в антиклинальные складки. В бассейне обнаружено пять газовых месторождений с залежами в песчаниках неогена. Наиболее крупные Гроффоле-Феррандоно и Пистикки-Димора.

Бассейны — Эпирский, Салоникский и Фракийский приурочены к прогибам в складчатых зонах Балканского полуострова. Они характеризуются однотипным строением и сложены толщей (3—5 км) мезозоя — кайнозоя. Эпирский бассейн слагают мощные (до 1,5 км) эвапориты триаса, карбонатные породы с прослоями глин и эвапоритов юры, мела, палеоцена и эоцена и терригенные и известняково-мергельные породы миоцена, плиоцена и антропогена. В Салоникском бассейне мощность миоцена — плиоцена достигает 2,5 км. Подстилающие их породы олигоцена — эоцена превышают 1,5 км. Мощность разреза во всех бассейнах значительно увеличивается в сторону моря. Отложения смяты в сильно нарушенные складки. В Эпирском бассейне имеет место соляной диапиризм. В бассейнах известны естественные нефтегазопроявления. При бурении в Эпирском бассейне с глубины 3600 м из доломитов мезозоя получен приток легкой нефти дебитом 4,5 м³/сут. (Джонсон и др., 1971). В Салоникском заливе открыто первое газоконденсатное месторождение. Продуктивны шесть песчаных горизонтов мощностью 5—15 м на глубине 2,1—2,4 км. Скважина достигла 3660 м, не выйдя из отложений эоцена. Во Фракийском бассейне южнее г. Александраполуса получены притоки нефти, а из скважины Кумрулар глубиной 3,2 км получен газ дебитом 1,4 тыс. м³/сут.

Аданский бассейн приурочен к грабен-синклинорию складчатого сооружения Тавра и впадины зал. Искендерон. Бассейн сложен мезозойско-кайнозойским комплексом пород мощностью до 9 км. Дислоцированные юрские и меловые карбонатные слои образуют нижний структурный этаж, терригенные отложения палеогена отвечают среднему этажу, а миоцен-четвертичная, терригенно-карбонатно-эвапоритовая полого-складчатая толща мощностью до 4 км относится к верхнему этажу. Бассейн отличается обильными нефтегазопроявлениями, но открыто только одно месторождение на суше — Булгурдак. Оно приурочено к рифогенному выступу миоцена на глубине 1,5 км. Годовая добыча составляет около 7 тыс. т. Плотность нефти 0,8299 г/см³. Поиски нефти ведутся и в шельфовой части бассейна.

Несколько особняком стоят два бассейна: Западно-Марокканский и Андалузский. Западно-Марокканский бассейн связан с прогибами между

Атласской складчатой системой и срединным массивом — Марокканская Месета, однако его акваториальная часть приурочена к краевому прогибу океанической платформы. Наземным обрамлением являются горные сооружения Рифа на севере, Среднего Атласа и Марокканской Месеты на востоке и Высокого Атласа на юге. На западе бассейн открывается в океан, где его граница условно связывается со склонами океанических поднятий Канарских островов и Мадейры и Западно-Азорской зоной разломов. Фундамент имеет расчлененный рельеф и представлен палеозойскими метаморфизованными и дислоцированными породами. Осадочный чехол образован толщей кайнозойских и мезозойских отложений, отличающихся непостоянством литологического состава и изменчивой мощностью. На суше выделяют впадины Рарб, Тадл и Марракеш. Мощность осадочных отложений в них составляет 3—6 км. Акваториальная часть бассейна изучена слабо. По данным сейсморазведки известно, что между островами Мадейра и Канарскими земная кора имеет типично океанический разрез и лишена уплотненных и полууплотненных осадочных слоев.

Нефтеносность аквальной части бассейна доказана в 1968 г. открытием месторождения Западный Тарфаз на шельфе впадины Марракеш. Продуктивны отложения мезозоя. На суше незначительные месторождения нефти и газа известны давно. Они сосредоточены во впадинах Рарб и Марракеш и содержат залежи в отложениях миоцена, юры и трещиноватых породах фундамента.

Андалузский бассейн расположен на юге Пиренейского полуострова между альпийским сооружением Бетская кордильера и палеозойским массивом Месета. На западе бассейн открывается в Кадикский залив Атлантического океана. Возможно, что Андалузский и Западно-Марокканский бассейны представляют единый бассейн, располагающийся на стыке складок Риф-Бетская кордильера, палеозойских массивов и океанической платформы. Андалузский бассейн сложен отложениями мезозоя и кайнозоя, смятыми в антиклинальные складки. У Севильи из миоцена были получены притоки газа. В сторону залива наблюдается увеличение мощности разреза до 5 км.

Периокеанические бассейны приурочены к переходным областям Атлантического сегмента и распространены в Карибском и Южно-Антильском регионах. Морфологические особенности Карибского региона определяются его положением как современной геосинклинали между двумя континентальными массивами. Структурный план региона контролируется крупными морскими бассейнами и окружающими их горно-складчатыми сооружениями, прослеживающимися в виде горных хребтов на суше, архипелагов островов и подводных поднятий в море (рис. 42). Тектоническое строение региона весьма сложно. В его пределах выделяется целый ряд разновозрастных и разноориентированных тектонических элементов, имеющих складчатое основание различного возраста и прошедших сложный путь геологического развития. Особенностью строения является и то, что некоторые части региона располагаются в области с континентальным, другие с океаническим характером разреза земной коры (рис. 43).

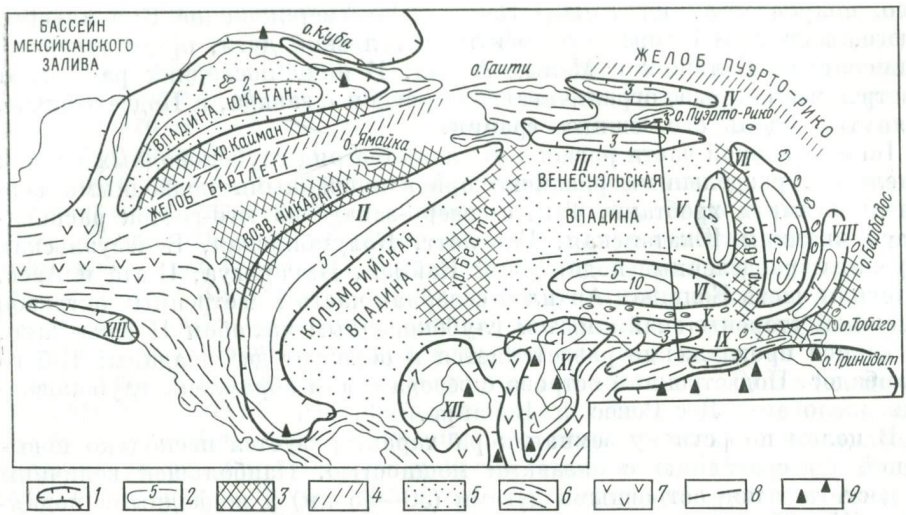


Рис. 42. Нефтегазоносные бассейны Карибского региона (составил Д. В. Несмеянов).

1 — граница нефтегазоносных бассейнов; *2* — изопахиты, км; *3* — подводные хребты и возвышенности; *4* — глубоководные желоба; *5* — геосинклинальные впадины; *6* — альпийские складчатые зоны; *7* — выступы доальпийского основания; *8* — разломы; *9* — нефтяные и газовые месторождения. Разрез *I*—*I* см. на рис. 43. Нефтегазоносные бассейны: *I* — Северо-Карибский, *II* — Центрально-Карибский; *III* — Южно-Пуэрториканский; *IV* — Северо-Пуэрториканский; *V* — Восточно-Карибский; *VI* — Южно-Карибский; *VII* — Гренадский; *VIII* — Тобаго; *IX* — Кариако; *X* — Бонаире-Токуйо; *XI* — Маракаибский; *XII* — Магдаленский; *XIII* — Гватемальский прибрежный.

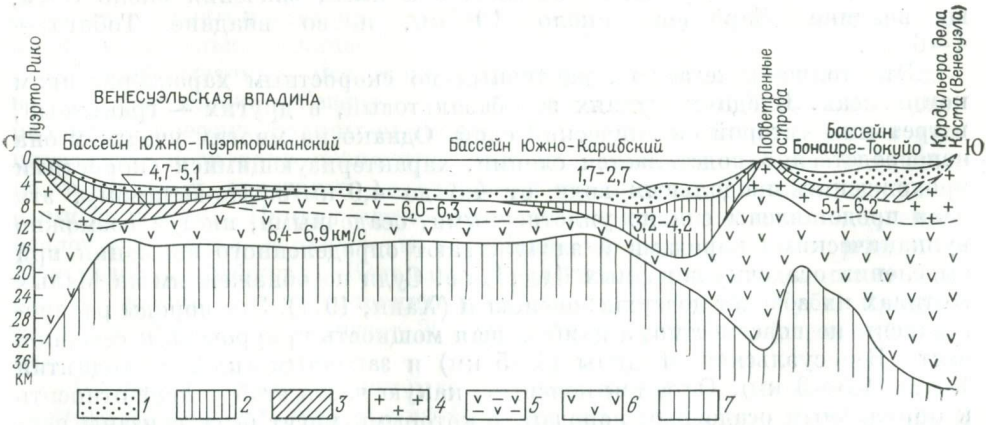


Рис. 43. Разрез Карибского региона (составил Д. В. Несмеянов по материалам Эдгара и др., 1971, Уэрзела, 1969).

1 — преимущественно рыхлые осадки; *2* — полууплотненные осадки; *3* — весьма уплотненные осадочные и вулканогенные породы; *4* — гранитный слой; *5* — верхняя часть базальтового слоя; *6* — базальтовый слой; *7* — мантия.

Обрамлением региона служат на северо-западе герциниды Юкатанского полуострова, на западе Центрально-Американские Кордильеры, на юге, востоке и севере — элементы Антильской дуги, представленные архипелагами Больших и Малых Антил. В ряду последних различают Наветренные острова, ограничивающие регион с запада, и Подветренные, вытянутые вдоль его южных границ.

Во внутренней части региона выделяются ряд глубоководных впадин и желобов, разделенных различно ориентированными подводными возвышенностями и хребтами. Так, с северо-запада на юго-восток располагаются впадины Юкатанская, Бартлетт, Колумбийская, Венесуэльская и Гренада, разделенные поднятиями Кайман, Никарагуа, Беата и Авес. Восточная часть Больших Антил и северная часть Наветренных островов с внешней стороны окаймляются глубоководным желобом Пуэрто-Рико. Его южное продолжение разветвляется и образует две впадины: Тобаго и Барбадос. Подветренные острова с севера и юга обрамлены глубоководными желобами Лос-Рокес и Бонаире.

В целом по региону земная кора характеризуется несколько повышенной по сравнению с океанами мощностью. Наибольшей величины она достигает под островными дугами (30—35 км) и подводными поднятиями (15—25 км) и уменьшается под впадинами (5—15 км).

Осадочные образования развиты в Карибском регионе почти повсеместно, однако их общая мощность не всегда может быть определена достаточно уверенно (N. Edgar, I. Ewing, J. Hennion, 1971). Верхняя часть осадков представлена рыхлыми, полууплотненными и в меньшей степени уплотненными породами со скоростями от 1,7 до 4,2 км/с. Их мощность в основном колеблется от нескольких сот метров до 3 км, увеличиваясь лишь в некоторых районах. Так, в южных частях Колумбийской впадины и во впадине Гренада она имеет значения около 8 км, во впадине Барбадос — около 10 км, а во впадине Тобаго — 4—6 км.

Эта толща залегает на различных по скоростным характеристикам комплексах. В одних случаях это базальтовый, в других — гранитный, в третьих — второй океанический слой. Однако на многих участках она непосредственно подстилается слоями, характеризующимися скоростями прохождения продольных волн от 4,3 до 4,9 км/с. По-видимому, эти слои представлены сильно уплотненными, осадочными, иногда возможно вулканическими породами и заслуживают определенного внимания при выделении осадочно-породных бассейнов. Судя по обнажениям на Малых Антилах их возраст доверхнеэоценовый (Хаин, 1971). Эти породы распространены не повсеместно, а наибольшая мощность приурочена к северной части Венесуэльской впадины (3—5 км) и западным склонам поднятия Беата (1,5—3 км). Остается неясным, какую часть этой толщи относить к нормальным осадочным породам, с которыми могут быть связаны перспективы нефтегазоносности.

В целом, с учетом сделанного замечания, можно принять следующий порядок мощностей осадочных отложений для различных элементов Карибского региона: впадина Юкатан и хр. Кайман — от нескольких сот метров до 2 км; желоб Бартлетт — 1—1,5 км; поднятие Никарагуа —

1,5—3 км, возможно до 5 км; Колумбийская впадина — 1—3 км в центре, на юге до 7—8 км; поднятие Беата — от 1,5 до 5 км; Венесуэльская впадина — 5—12 км на юге (хр. Кюрасао и желоб Лос-Рокес), 5—7 км на востоке, 2—4 км на севере и западе и 0,5—2 км в центре; поднятие Авес — около 5 км на севере и около 2 км на юге; впадина Гренада — 6—8 км; впадина Тобаго — 3—8 км; желоб Бонаире — 3—4 км, возможно до 5 км, желоб Пуэрто-Рико — 2—4 км.

Геофизические и буровые материалы свидетельствуют о сложном характере распределения мощностей и типов осадочных пород в Карибском регионе. Недостаток информации затрудняет выделение возможно нефтегазоносных бассейнов. Здесь могут быть намечены следующие бассейны: Северо-Карибский, охватывающий впадину Юкатан и Южную Кубу; Центрально-Карибский, расположенный в северо-западной части Колумбийской впадины, на прилегающих склонах поднятия Никарагуа и на береговой полосе Панамы, Костарики, и возможно, Гаити (не исключено, что этот бассейн распространяется и на западную часть поднятия Беата); Южно-Карибский, связанный с южной частью Венесуэльской впадины, включая хр. Кюрасао и желоб Лос-Рокес; Восточно-Карибский, приуроченный к восточной части той же впадины и прилегающим склонам поднятия Авес; Южно-Пуэрториканский, охватывающий северную часть впадины и юго-восточное побережье Гаити; Гренадский, связанный с одноименной впадиной. С внешней стороны от Малых Антил расположены бассейны Тобаго и Северо-Пуэрториканский. Кроме того, в южной части региона в пределы акватории продолжаются рассмотренные ранее внутрискладчатые бассейны Магдалены, Маракаибо, Бонаире-Токуйо и Кариако. Возможно, следует выделять бассейн в пределах впадины Барбадос, однако сведения о строении и составе осадочной толщи здесь крайне ограниченны. Как видно, основные части перечисленных бассейнов расположены в акватории Карибского моря, изучение которого бурением лишь только начинается.

Разрабатываемые месторождения промышленной значимости известны пока только в Северо-Карибском бассейне на Кубе. Здесь в Центральной депрессии, раскрывающейся в море, разведаны и введены в эксплуатацию несколько незначительных по запасам и добыче нефтяных месторождений, связанных со сложно построенными брахиантиклинальными складками. Продуктивные горизонты приурочены к вулканогенно-осадочной толще верхнего мела. Наиболее известны месторождения Кристалес, Хатибонико, Каталина, Харауэка. Основным является Кристалес, дающее около половины всей добычи нефти на Кубе. Средний дебит на скважину достигает 20 т/сут, удельный вес нефти колеблется от 0,85 до 0,92 г/см^3.

В Центрально-Карибском бассейне притоки нефти возможно промышленного масштаба получены с глубины 4,2 км из скважины, пробуренной в 75 км от берега Никарагуа. Промышленные притоки нефти из олигоценовых известняков отмечались на площади Коколес на суше в Костариканской части бассейна. В Панамской его части нефтегазопроявления зафиксированы в ряде неглубоких скважин, размещенных как в прибрежных водах (лагуна Чирики), так и на суше.

В западной части Южно-Пуэрториканского бассейна на суше во впадине Асуа (Доминиканская Республика) полупромышленные притоки нефти наблюдались в скважинах на площадях Игерито и Малено из нижнемиоценовых линз песчаников.

В бассейне Тобаго на о. Барбадос в шести из двенадцати пробуренных скважин была получена промышленная нефть из песчаников эоцена. Дебит скважины-первооткрывательницы составил 68 т/сут. Глубина залегания продуктивного горизонта 1254 м.

Южно-Антильский регион во многом подобен Карибскому, но еще менее изучен и не характеризуется известной нефтегазоносностью. В его состав включаются глубоководная котловина моря Скотия, обрамляющие его Южно-Антильская островная дуга и сопряженный с ней глубоководный желоб. На западе котловина замыкается подводным хребтом, прослеживающимся от Огненной Земли до Антарктического полуострова. В строении Южно-Антильской островной дуги принимают участие метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы палеозоя, которые на флангах перекрываются слабометаморфизованными граувакковыми песчаниками позднего палеозоя или раннего мела. Разрез венчается терригенно-вулканогенными образованиями юры и мела.

Котловина моря Скотия обладает океаническим типом строения земной коры. По данным немногочисленных сейсмических определений верхняя часть разреза представлена рыхлыми слоями со скоростями до 2,0 км/с и мощностью от 0,3 до 1,3 км. Ниже выделяются полууплотненные отложения со скоростями 2,5—3,1 км/с и мощностью 0,6—1,7 км. В южной части впадины отмечены слои со скоростями 5,7 км/с, представленные, по-видимому, метаморфизованными вулканогенными породами. Их мощность близ Южно-Оркнейских островов достигает 5 км.

Имеющиеся материалы не дают достаточной информации для выделения в Южно-Антильском регионе нефтегазоносных бассейнов, хотя их существование не исключено.

К внутриокеаническим возможно нефтегазоносным бассейнам в Атлантическом сегменте может быть условно отнесена лишь впадина Роколл (рис. 44). Она расположена к западу от Ирландии и охватывает прилегающие склоны одноименного поднятия. По данным сеймопрофилирования, впадина выполнена толщей (3 км) рыхлых и полууплотненных осадков предположительно кайнозойского и мезозойского возраста. По материалам сейсморазведки эти осадки подстилаются слоями со скоростями прохождения продольных волн 4,7 км/с, что позволяет относить их либо ко второму океаническому слою, либо к консолидированным уплотненным породам складчатого фундамента. Ниже залегает базальтовый слой. Общая мощность земной коры здесь не превышает 15 км. В восточном и западном направлениях к берегам Ирландии и склонам поднятия Роколл рыхлые и полууплотненные осадочные слои уменьшаются в мощности, а затем — выклиниваются. По-видимому, бассейн не распространяется на западную Ирландию, так как здесь вдоль берегов развиты дислоцированные породы палеозоя, а местами докембрия. Вопрос о морских границах бассейна неясен. К западу от впадины располагается крупное, сложно построенное поднятие Роколл, состоящее из двух обособленных, вытянутых в се-

веро-восточном направлении выступов: собственно Роколл на востоке и Хаттон на западе. Они разделены неглубоким прогибом Хаттон-Роколл.

Разрез земной коры здесь по типу напоминает континентальный. Снизу вверх в пределах собственно поднятия Роколл он включает базальтовый слой мощностью около 15 км, гранитный слой мощностью более 10 км, слои со скоростями 4,5 км/с мощностью 3 км и слои со скоростями 3,8 км/с мощностью около 0,5 км. Таким образом, мощность коры достигает 30 км. При драгировании в северо-восточной части поднятия

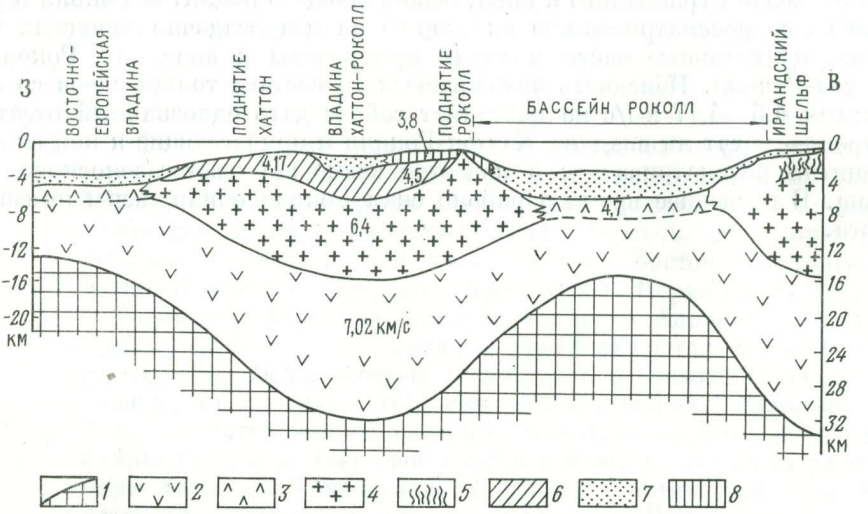


Рис. 44. Разрез бассейна Роколл (составили А. Г. Гайнанов, Д. В. Несмеянов).

1 — мантия; *2* — базальты; *3* — второй океанический слой; *4* — граниты; *5* — складчатый палеозой; *6* — уплотненные породы; *7* — рыхлые осадки; *8* — лавы.

со дна были подняты образцы палеоген-неогеновых базальтов, что позволяет предположить лавовый состав слоев со скоростью 3,8 км/с. На поднятии Хаттон также отмечены базальтовый, гранитный и осадочный слои. Последние выделяются скоростями 4,17 км/с и мощностью 2,3 км. Разделяющий их прогиб выполнен рыхлыми образованиями мощностью около 2 км и характеризуется некоторым утонением земной коры до 25 км.

Поднятие Роколл представляет собой осколок континента, погруженный ныне под воды океана. Не исключено в связи с этим, что слои со скоростями 4,17—4,5 км/с могут быть представлены нормальными уплотненными осадочными образованиями.

Американские исследователи, основываясь на результатах бурения в 1970 г. с судна «Гломар Челленджер», высказали предположение, что примерно 60 млн. лет назад поднятие Роколл отделилось от Гренландии, но оставалось относительно мелководным районом океана вплоть до эпохи, отстоящей от нас на 15 млн. лет. Затем за 5 млн. лет произошло

погружение на 1500 м, причем центральная часть района опустилась на 2100 м и покрылась значительным слоем осадков.

К западу от поднятия Роколл, в пределах Западно-Европейской котловины земная кора принимает типично океанический характер, осадочные породы представлены рыхлыми образованиями мощностью менее 1,5 км.

В северо-восточной части поднятия над поверхностью воды выступают гранитные скалы. Можно допустить, что они являются наиболее поднятым элементом гранитного кряжа, осложняющего поднятие Роколл и разделяющего рассматриваемую акваторию на два осадочно-породных бассейна, центральные части которых приурочены к впадинам Роколл и Хаттон-Роколл. Неясность литологического состава толщи слоев со скоростями 4,5—4,17 км/с не позволяет сейчас дать однозначный ответ на вопрос — могут ли впадина Хаттон-Роколл и прилегающие к ней склоны поднятий рассматриваться в качестве возможно нефтегазоносного бассейна. В последнее время в районе скал Роколл обнаружены признаки нефти.

Глава IX

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА

Тихоокеанский сегмент является наиболее крупной акваторией земного шара. Его площадь составляет почти 180 млн. км^2. Моря и заливы, входящие в его состав, расположены преимущественно вдоль австрало-азиатских берегов. Это моря Берингово, Охотское, Японское, Желтое, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Зондского архипелага, Коралловое, Фиджи и Тасманово. В состав сегмента входит и Андаманское море. Вдоль побережья Антарктиды располагаются моря Росса, Амундсена, Беллинсгаузена (рис. 45). Обрамление сегмента образовано высокими горными сооружениями, лишь между Азией и Австралией оно связано с островными дугами Зондского архипелага, а у северо-восточного побережья Китая выражено низменностью. Тихоокеанский сегмент отличается обилием островов, особенно в западной половине. Подводная окраина представлена сравнительно узкой полосой. Широко развиты переходные области, охватывающие обширные пространства у австралийского и азиатского берегов. Внутренним частям сегмента свойственно значительное количество протяженных хребтов и валов, наиболее приподнятые части которых возвышаются над водой в виде островных цепей и отдельных островов. Положительным элементом рельефа дна является система срединных хребтов. В качестве возможного срединного хребта выделяют и Западно-Чилийское поднятие (Леонтьев, 1968).

Изучение Тихоокеанского сегмента было начато давно, а в период Международного геофизического года (1957—1958 гг.) и в последующем были проведены обширные комплексные геолого-геофизические исследования на периферийных и в центральных его частях. Большой вклад в изучение геологического строения сегмента внесли советские исследователи, а также американские, японские, австралийские и новозеландские ученые.

В центральной и северной частях океана в нескольких десятках пунктов было выполнено бурение с корабля «Гломар Челленджер». Морское глубокое бурение с целью поисков нефти и газа проводится в прибрежных частях материков, где на

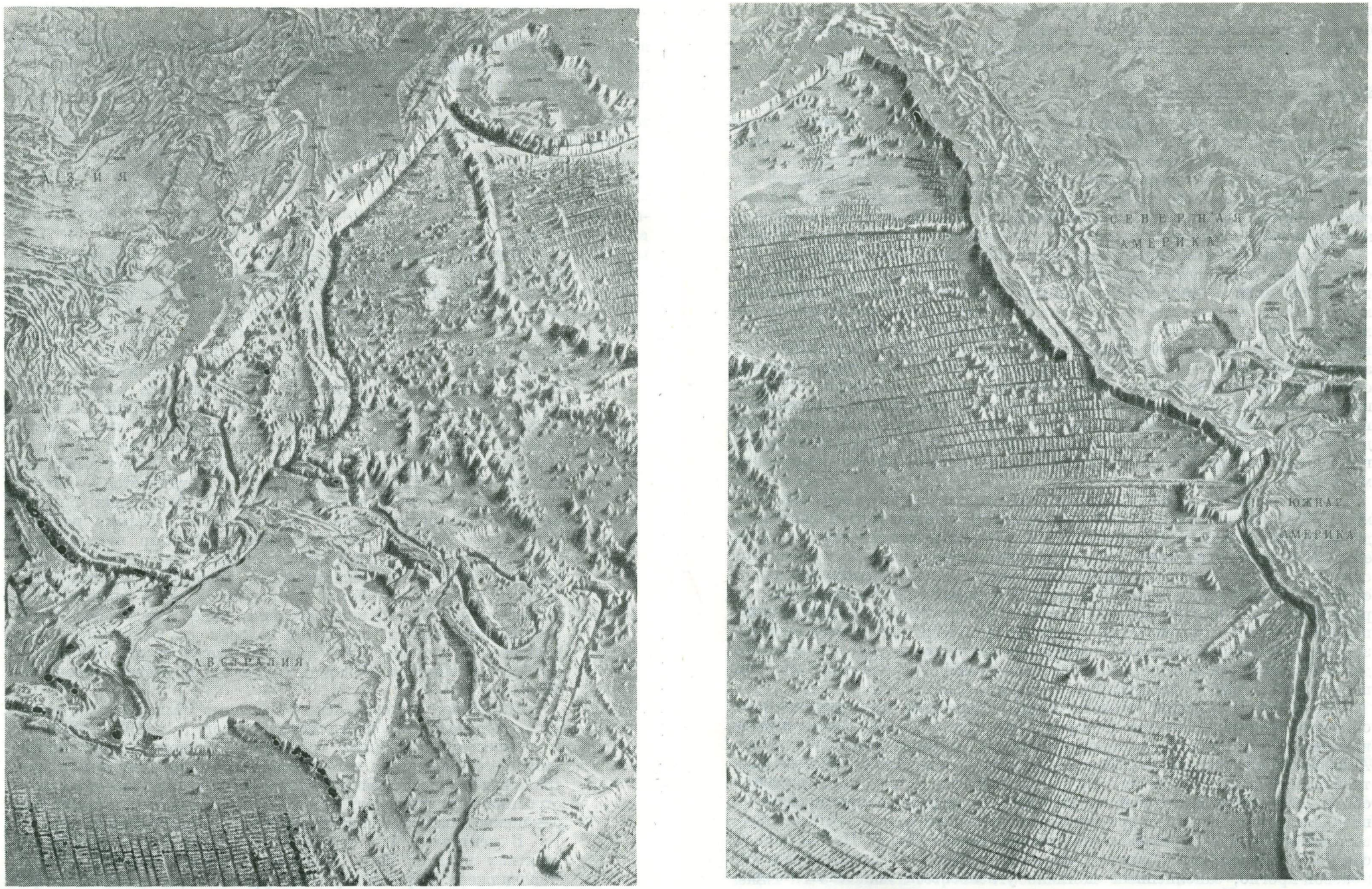


Рис. 45. Схема рельефа дна Тихого океана (составлена Национальным географическим обществом США, 1969).

шельфе уже открыты месторождения нефти или газа. Последними наиболее полными сводками по строению Тихого океана являются работы Ю. М. Пущаровского (1972) и Г. Б. Удинцева (1972).

Геологическое строение

Обрамляющие структурные элементы Тихоокеанского сегмента Земли располагаются в виде гиганского кольца, получившего название Тихоокеанского тектонического пояса. В составе пояса выделяются внешняя и внутренняя зоны. Первая включает разновозрастные складчатые системы, располагающиеся в периферийных частях Азиатского, Австралийского, Антарктического Южно-Американского и Северо-Американского континентов. Протяженность зоны составляет более 56 тыс. км (рис. 46, 47).

Внутренняя зона образована кайнозойскими и современными геосинклинальными системами, включающими структуры островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов и котловин окраинных морей. Эта зона отчетливо прослеживается лишь на севере и западе Тихоокеанского пояса. На востоке она завуалирована. Ю. М. Пущаровский включает в ее состав отдельные глубоководные желоба, фрагменты геоантиклинальных сооружений типа Калифорнийского полуострова, а также островные дуги Карибского и Южно-Антильского регионов, строение которых рассмотрено в составе Атлантического сегмента. Протяженность внутренней зоны около 47 тыс. км, а ширина кольца колеблется от 600 до 5000 км. Максимальная ширина устанавливается на западе сегмента, где между внешней и внутренней зонами располагаются окраинные моря переходной области.

Тихоокеанский край Азиатского континента представлен областями мезозойской или палеозойской складчатости, разделенными массивами древней консолидации. На крайнем северо-востоке континента обособляется Верхояно-Чукотская сложно построенная область мезозойской складчатости. В ее пределах развит мощный комплекс терригенных пород от верхнего карбона до юры. Во внутренних частях области располагаются различные по размерам древние массивы, сложенные метаморфическими породами архея и перекрытые маломощным осадочным чехлом протерозоя, палеозоя и мезозоя. Наиболее крайнее восточное положение занимают два небольших массива: Охотский и Омолонский, краевые части которых погружаются под воды Охотского моря.

Верхояно-Чукотская область с юга ограничена крупным широтно ориентированным элементом Сибирской платформы — Алданским щитом, восточная периклиналь которого срезается берегом Охотского моря. Алданский щит сопряжен с Монголо-Охотской складчатой областью, протягивающейся на восток вплоть до Шантарских островов. В строении области, считающейся зоной мезозойской складчатости, преимущественное развитие получили терригенно-вулканогенные и карбонатные образования палеозоя и мезозоя мощностью более 10 км. На востоке по северной периферии области прослеживается Верхнезейско-Удский краевой прогиб, заполненный частично угленосными молассами позднемезозойского и третичного возраста.

Далее к югу расположена меридионально ориентированная Сихотэ-Алинская мезозойская складчатая область, состоящая из системы антиклинориев и синклинориев. Широко развиты здесь мощные дислоцированные толщи верхнего палеозоя и мезозоя. Складки Сихотэ-Алиня на севере уходят под воды Охотского моря, а на юге — Японского.

Вдоль восточного края областей мезозойской складчатости, от Анадыря на севере и до Владивостока — на юге, прослеживается почти непрерывный вулканогенный пояс шириной в 100—200 км. Этот пояс частично протягивается вдоль западного побережья Берингова моря, образует северо-западные берега Охотского моря и западное побережье Татарского пролива. На всем протяжении пояс представляет полосу широкого распространения вулканогенных толщ позднемелового и кайнозойского возраста, значительной мощности, смятых в системы пологих складок. Окраинный вулканогенный пояс, как отмечают Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1957 г.), рассматривается как образование начального этапа формирования геосинклинальных прогибов кайнозойской складчатой области Тихоокеанского пояса.

В восточной и юго-восточной Азии выделяются три крупных элемента древней консолидации. Это Китайско-Корейская и Южно-Китайская древние платформы и Индосинийский массив. Китайско-Корейская платформа с севера и юга ограничена зонами палеозойской складчатости. В пределах платформы выделяется несколько крупных синеклиз, заполненных мощным (до 7 км) осадочным комплексом пород верхнего протерозоя, палеозоя и более молодых. Наиболее прогнутые в современной структуре участки платформы затоплены водами Желтого моря.

Южно-Китайская платформа с востока непосредственно от Китайских морей отделяется Катазиатской среднепалеозойской складчатой зоной. В ее строении участвуют терригенные докембрийские и нижнепалеозойские породы мощностью до 8 км. Зона в северном направлении уходит под воды Желтого и Восточно-Китайского морей.

Центральная и южная части Индокитайского полуострова заняты Индосинийским массивом, обрамленным с севера и юга соответственно Северо-Вьетнамской и Тибетско-Малайской раннемезозойскими складчатыми зонами. Первая, меняя ориентировку с субмеридиональной на широтную, прослеживается под Тонкинским заливом, вновь появляясь на о. Хайнань. Вторая тянется далеко на юг, захватывая восточную часть о. Суматра и замыкаясь на западе о. Калимантан. В строении этих зон принимают участие различные породы мезозоя. Более молодые отложения заполняют внутрискладчатые и краевые прогибы, выделяемые как внутри складчатых зон, так и на стыке их с зонами более ранней или поздней консолидации.

Рассмотренные сооружения края Азиатского континента, погружаясь под воды окраинных морей Тихого океана, сопрягаются со структурами Азиатской и Индонезийской переходных областей. В морфологии дна эти зоны представлены горными сооружениями островных дуг, обрамляющих их с внешней стороны геосинклинальных глубоководных желобов, а с внутренней стороны — глубоководных котловин. Последние имеют

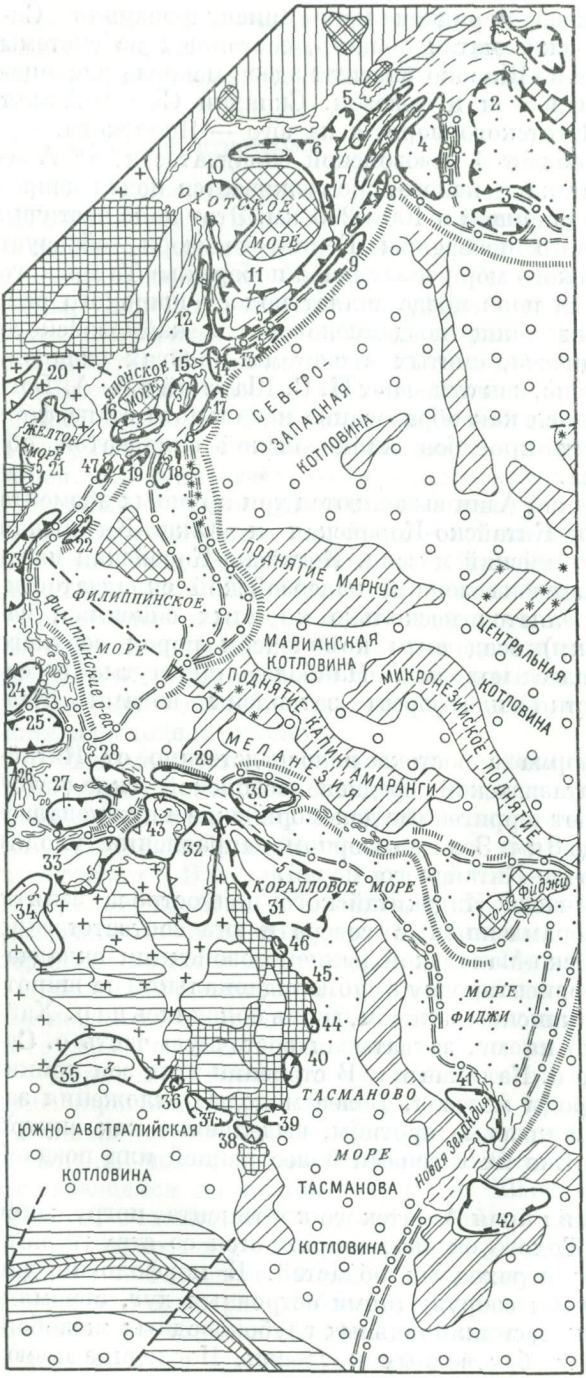
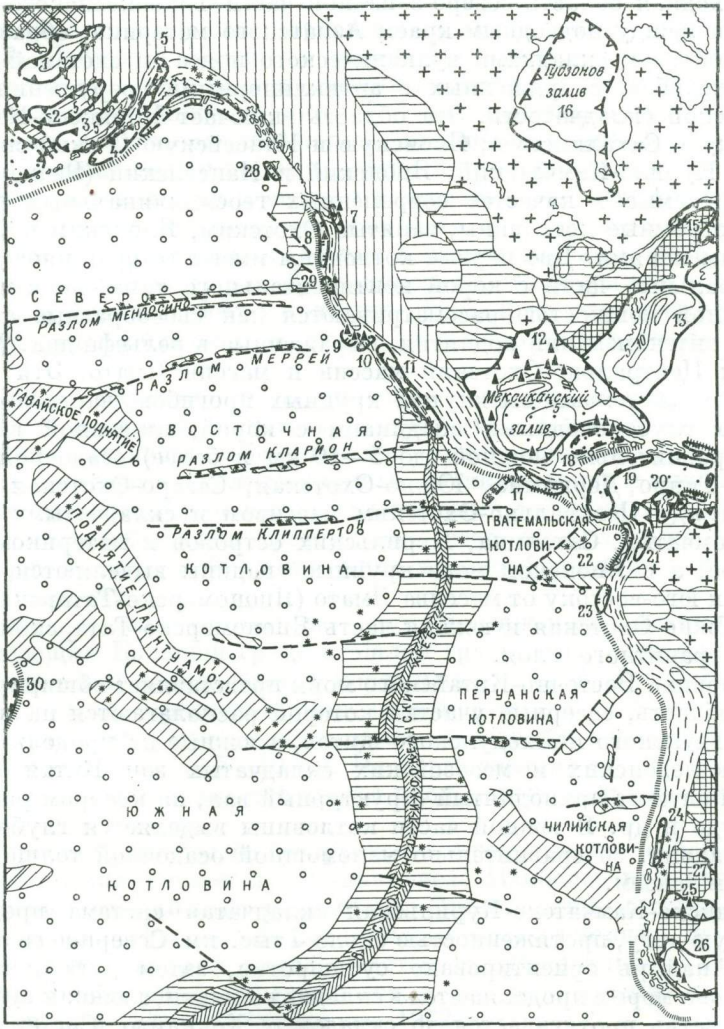


Рис. 46. Схематическая карта нефтегазоносных бассейнов Тихоокеанского сегмента. Западный сектор (составили Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, А. М. Серегин).

Бассейны: 1 — Анадырский, 2 — Алеутский, 3 — Бауэрс, 4 — Командорский, 5 — Пусторецкий, 6 — Камчатско-Охотский, 7 — Центральнокамчатский, 8 — Восточно-Камчатский, 9 — Курило-Камчатский, 10 — Северо-Сахалинский, 11 — Южно-Охотский, 12 — Сахалино-Хоккайдский, 13 — Южно-Курильский, 14 — Южно-Хоккайдский, 15 — Северо-Япономорский, 16 — Западно-Япономорский, 17 — Канто, 18 — Хонсю, 19 — Южно-Япономорский (Кюсю — Сикоку), 20 — Северо-Китайский, 21 — Желтого моря, 22 — Рюкю, 23 — Тайваньский, 24 — Сулу-Палаванский, 25 — Сулавеси, 26 — Восточно-Калимантанский, 27 — Банда, 28 — Вогелкоп, 29 — Ириансий, 30 — Новогвинейский, 31 — Кораллового моря, 32 — Карпентария, 33 — Тиморский, 34 — Каннинг, 35 — Юкла, 36 — Сент-Винсент, 37 — Отуэй, 38 — Басс, 39 — Гипсленд, 40 — Сидней, 41 — Северо-Новозеландский, 42 — Баунти (Южно-Новозеландский), 43 — Арафурский, 44 — Кларенс, 45 — Мэриборо, 46 — Маккей, 47 — Симосимо.

Условные обозначения см. на рис. 6.


Гудзонов залив
16
Мексиканский залив
18
Гватемальская котловина
22
Перуанская котловина
Чилийская котловина
Северо-Американская котловина
Южная котловина
Разлом Менодосино
Разлом Мерреи
Разлом Кларион
Разлом Клиппертон
Гавайское поднятие
Поднятие Лайн-Амоту
Восточная
Северо-
Южная
Чилийская
Котловина
Котловина
Котловина

неоднородное строение, в них развиты крупные прогибы и изометричные массивы, погребенные или выраженные в рельефе дна.

Переходная область северо-западной части Тихоокеанского сегмента заключена между подводным краем Азиатского материка, образованного главным образом складками вулканического пояса, и системой глубоководных желобов, сопряженных с антиклинорными сооружениями зоны кайнозойской складчатости. Эта область включает Корякско-Камчатско-Курильскую, Сахалинскую, Японскую и Нансейскую (Рюкю) складчатые системы; Курило-Камчатский, Японский и Нансейский (Рюкю) желоба, рассматриваемые в качестве современных геосинклинальных прогибов; а также огромные котловины, занятые Охотским, Японским и Восточно-Китайским морями. Две первые котловины имеют гетерогенное строение. Их центральные части с корой континентального типа, но с несколько сокращенной мощностью рассматриваются как своеобразные срединные массивы, антеклизы или поднятия, выраженные в рельефе дна. Таковыми являются Центрально-Охотский массив и массив Ямато. Эти элементы ограничены системами вытянутых крупных прогибов, часть из которых выражена глубоководными впадинами с корой, лишенной гранитного слоя и сравнительно мощной (до 5—10 км и более) осадочной толщей. Впадины Тинро, Дерюгина, Южно-Охотская, Северо-Охотская располагаются между Центрально-Охотским массивом и складчатыми сооружениями Камчатки, Сахалина, Курильских островов и материком в Охотском море, а в Японском море крупные впадины выделяются к северо-западу и к юго-востоку от массива Ямато (Япономорско-Татарская, Хонсю и др.). Южно-Охотская и южная часть Япономорско-Татарской впадины лишены гранитного слоя.

Котловина Восточно-Китайского моря представляет обширную мелководную область, северные участки которой располагаются на продолжении Шаньдунского и Ляодунского щитов, а южные на продолжении байкальско-каледонских и мезозойских складчатых зон Китая и Кореи. Разделом служит приподнятый структурный вал, на котором расположен о. Чечжудо и др. В южной части котловины выделяется глубоководная узкая впадина, со сравнительно маломощной осадочной толщей над базальтовым слоем.

Корякско-Камчатско-Курильская складчатая система представляет гигантскую дугу, протяженностью около 4 тыс. км. Северное ее окончание у зал. Анадырь ориентировано субширотно, затем дуга погружается в Берингово море и продолжается в складках Аляски, а южная субмеридиональная ветвь протягивается до складок о. Хоккайдо. Система состоит, по И. К. Туезову, из двух кулисообразно сочленяющихся частей Корякско-Западнокамчатской и Восточнокамчатско-Курильской. С юга на север по мере приближения к континенту происходит увеличение в размерах и усложнение строения системы. Г. Б. Удинцев (1972 г.) это объясняет различием в уровнях развития отдельных звеньев Корякско-Камчатско-Курильской складчатой системы: Корякско-Камчатская часть системы представлена глыбово-складчатыми сооружениями с мощным разрезом земной коры, примыкающим к материковым структурам, в то время как Курильская островная гряда является только зарождающимся

геоантиклинальным поднятием с маломощной корой континентального типа.

Корякская складчатая зона состоит из ряда антиклинориев и синклинориев (прогибов), расходящихся в виде пучка с юго-запада на северо-восток. На Западной Камчатке основной структурой является Южно-Камчатский антиклинорий, сопряженный с Западно-Камчатским и Центрально-Камчатским синклинориями. В ядрах антиклинориев выходят метаморфические и вулканогенные породы докембрия и палеозоя мощностью до 10 км. Древние толщи перекрываются терригенными и кремнисто-вулканогенными образованиями мезозоя мощностью 4—7 км. На Корякском нагорье они заключают интрузии основного и ультраосновного состава. Синклинории сложены аналогичными толщами верхнего мела и кайнозоя мощностью от 2 до 12 км. Дислоцированность пород последовательно убывает от древних к более молодым. Третичные отложения залегают практически горизонтально на слабо дислоцированных слоях верхнего мела.

Восточная Камчатка и Курильские острова, по И. К. Туезову, объединяются в единую зону и характеризуются высокой тектонической подвижностью, активной сейсмичностью, вулканизмом и пр. В пределах Камчатки различают несколько крупных антиклинориев и синклинориев, сложенных кайнозойскими песчано-сланцевыми толщами мощностью 7—14 км. Подстилающие слои представлены осадочно-вулканогенными породами верхнего мела и более древними метаморфическими и кристаллическими породами.

Курильская зона состоит из двух протяженных антиклинориев, соответствующих Большой гряде и Малой гряде, переходящей в хр. Витязь. Между ними располагается продольный прогиб. В строении зоны принимают участие среднедислоцированные вулканогенно-осадочные образования верхнего мела, перекрытые палеоген-неогеновыми слоями суммарной мощностью до 5—10 км. На формирование структуры Курильской зоны большое влияние оказывают продольные и поперечные нарушения.

Сахалинское складчатое сооружение представляет собой систему нескольких антиклинориев и синклинориев. Наиболее крупными являются Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский антиклинории и разделяющий их Центрально-Сахалинский синклинорий. Западно-Сахалинский антиклинорий продолжается в Центральном Хоккайдо, а Восточно-Сахалинский прослеживается на юг в виде подводного хребта длиной в 200 км (Родникова, 1972).

Основание Сахалинского сооружения представлено сложно дислоцированной толщей вулканогенно-осадочных пород верхнего палеозоя — нижнего мезозоя мощностью 4—5 км, подстилаемой метаморфическим древним комплексом и перекрываемой умеренно дислоцированной верхнемеловой вулканогенно-терригенной серией мощностью до 8 км и образованиями палеогена, неогена и антропогена мощностью до 10 км.

Сооружение Японских островов, отличающееся сложным строением, подразделяется разломом Большой Ров, или Фосса-Магна, на две области: восточную (меридиональную) и западную (субширотную). В северной

области выделяется крупный антиклинорий Срединного хребта, сложенный мощными молодыми эффузивами, из-под которых выступают палеозойские сланцы, известняки, песчаники, гранитные интрузии. Мезозойские терригенные отложения имеют ограниченное распространение. К западу от Срединного антиклинория, вдоль морского побережья протягивается прогиб Уэтсу, заполненный умеренно дислоцированными неогеновыми и четвертичными терригенными породами мощностью до 5 км. К востоку от антиклинория прослеживается другой крупный прогиб, уходящий в океан. Прогиб выполнен угленосной толщей палеогена мощностью до 6 км.

Севернее на о. Хоккайдо также выделяется Центральный антиклинорий, сложенный внизу метаморфическими породами допалеозойского основания, а вверху — мощным терригенно-вулканогенным комплексом палеозоя и мезозоя. К западу от него располагается прогиб Исикари, заполненный толщей (10 км) палеоген-неогеновых пород. Эти структурные элементы являются кулисообразно расположенными аналогами структур о. Хонсю. В восточной части Хоккайдо третичные дислоцированные толщи северо-восточного простирания представляют структурное окончание Курильского антиклинория.

Западная область Японии субширотной медианной линией разлома делится на две зоны: северную, или внутреннюю, и южную, или внешнюю. Внутренняя зона представляет крупное поднятие, образованное сильно дислоцированными и метаморфизованными палеозойскими породами, меловыми эффузивами и интрузивными телами. В периферийных частях этого поднятия прослеживаются глубокие прогибы Синдзи, заполненный кайнозойскими отложениями, и Индзуми, сложенный толщей мела. Внешняя зона образована палеозойскими и мезозойскими дислоцированными разнообразными породами, южнее которых вдоль побережья распространяется крупный кайнозойский прогиб, занятый терригенной дислоцированной толщей.

В районе Корейского пролива Японское сооружение через материковую отмель смыкается с континентальными структурами Корейского полуострова, а также с антиклинальным сооружением островной дуги Рюкю (Нансей). Эта дуга тянется до о. Тайвань на юге и представлена несколькими параллельными зонами поднятий и прогибов. В ее строении принимают участие палеозойские граниты и осадочно-вулканические толщи мезозоя и кайнозоя.

Строение земной коры в районе дуги Рюкю согласно сейсмическим данным (рис. 48) характеризуется следующими закономерностями. Слой со скоростями 4,6—5,0 км/с прослеживается вдоль всего разреза дуги и переходит во второй океанический. Внутренняя и внешняя гряды по скоростным характеристикам близки друг к другу, но отличаются мощностью отдельных слоев. Сейсмический разрез Марианской дуги имеется лишь для ее северной части. Мощность коры под грядой составляет 17 км, в то время как под желобом она уменьшается до 8 км и по строению приближается к океанической. Внешняя гряда дуги как в рельефе дна, так и по строению коры выражена нечетко. В отличие от дуг северо-западной части Тихого океана здесь отсутствует характерное увеличение мощности

коры по сравнению с внутренней грядой. Можно предположить, что такое строение коры обусловлено сравнительной молодостью Марианской дуги.

На западе Тихоокеанского сегмента, между Азиатским и Австралийским материками располагается Индонезийская переходная область, являющаяся разделом между Тихим и Индийским океанами. Эта область с запада и востока ограничена глубоководными желобами и сопряженными с ними внешними дугами островов. Во внутренних частях выделяются системы складчатых зон, огибающие приподнятые или глубоко погруженные блоки различной по возрасту консолидации. По особенностям строения, рассматриваемый регион можно подразделить на две части:

Рис. 48. Строение Филиппинского моря (Murauchi и др.,1968).

1 — осадочные породы; *2* — гранитный слой; *3* — второй океанический слой; *4* — базальтовый слой; *5* — мантия.

восточную — Западно-Тихоокеанскую и западную — собственно Индонезийскую. Первая рассматривается как область, находящаяся на начальных этапах геосинклинального развития. Вторая является геосинклинальной областью, находящейся на более поздних этапах становления. Это обстоятельство позволяет говорить о том, что мы имеем здесь четкий эволюционный ряд от структур океанического типа через эмбриональную (океаническую) геосинклинальную область, типа Западно-Тихоокеанской, к геосинклинально-складчатой, типа Индонезийской, и к складчатым регионам, широко развитым на континентах.

Западно-Тихоокеанская геосинклинальная область с востока ограничена системой глубоководных желобов (Палау, Яп, Марианский, Волкано и Идзу-Бонинский), а с запада желобами Филиппинским и Нансей. Для строения этой области характерно сочетание крупных и глубоких котловин с океаническим типом строения земной коры, и огромных по протяженности, но сравнительно узких подводных геоантиклинальных зон (Тектоника Евразии, 1966). Котловины рассматриваются как остаточные образования океанического ложа, частично перекрытые осадками большей мощности по сравнению с собственно океаническими котловинами.

Предполагается, что большинство геоантиклинальных зон, выраженных дугами островов (Марианские, Нампо, Западно-Каролинские и др.) являются молодыми образованиями. Они сложены кайнозойскими вулканическими породами и рифами. Выделяется еще несколько погруженных геоантиклинальных зон, разделяющих Западно-Тихоокеанскую область на отдельные котловины. Главной является Филиппинская котловина, разделенная разломом на северную и южную части, а также Западно-Марианская.

Наиболее детальные сейсмические исследования строения коры Филиппинского региона были проведены С. Мураучи и др. (Murauchi и др., 1968). В результате было установлено, что кора Филиппинской котловины состоит из второго океанического слоя, покрытого маломощными осадками, и базальтового слоя мощностью до 5 км (6,5—6,7 км/с), т. е. имеет строение, близкое к океаническому. Скорости продольных волн на границе Мохоровичича, как правило, близки к 8,1 км/с и лишь в одной точке, расположенной в центральной части котловины, составляют 8,3 км/с. В северной части Филиппинской котловины, в пределах подводного хр. Оки-Дайто, наблюдается значительное увеличение мощности коры (более 12 км) и появление слоя со скоростью 6,0—6,1 км/с. В Западно-Марианской котловине, характеризующейся более сложным рельефом дна, чем в Филиппинской, кора имеет мощность 7—8 км. Примечательной особенностью этого района являются существенно повышенные по сравнению с нормальным океаном скорости в базальтовом слое (до 7,0 км/с) и на границе Мохоровичича (до 8,3—8,5 км/с).

С. Мураучи и другими было выполнено сопоставление осредненных сейсмических характеристик коры глубоководных частей Филиппинского региона с соответствующими величинами, типичными для примыкающей к Марианской дуге части Тихого океана. Результаты такого сравнения показали, что отдельные слои коры по обе стороны Марианской дуги достаточно близки между собой по скоростям сейсмических волн и отличаются по мощности. Кора котловин Филиппинского региона в среднем на 1,0—1,5 км тоньше коры северо-западной части Тихого океана, в то время как средняя глубина дна этих районов отличается незначительно. Иными словами, в Филиппинском регионе уровень поверхности Мохоровичича выше, чем в западной части Тихого океана. Этот факт хорошо согласуется с гравиметрическими данными. Действительно, если на границе Мохоровичича разность плотностей составляет около 0,4 г/см^3, то Филиппинская котловина будет характеризоваться региональной аномалией Фая около +30 миллигал, что близко к наблюдаемым величинам. На севере Западно-Марианская котловина примыкает к подводному массиву Бородино, приподнятому над уровнем дна котловины и рассматриваемому как блок донеогеновой складчатости. К востоку от о. Лусон выделяется еще один массив Ансом — опущенный элемент, являющийся аналогом о. Лусон. К югу от массива Ансом располагается меридиональный краевой вал Минданао, имеющий океанический тип строения земной коры.

Дуговые структуры в Филиппинском регионе образуют две ветви, которые смыкаются в центральной части Японской дуги и в районе Мо-

луккских островов. Почти на всем протяжении дуги характеризуются четкими морфологическими признаками: грядой и сопряженным с ним глубоководным желобом. Исключение представляет участок между островами Лусон и Тайвань, островной склон которых постепенно переходит в ложе океана. Характерной особенностью этого участка является его резкое смещение на запад относительно дуги Рюкю и Филиппинской. Амплитуда смещения составляет около 200 км. Кроме того, островная гряда смещенного участка значительно уже, чем южная часть Филиппинской дуги. Если предположить, что развитие последней сопровождалось ее продвижением на восток с одновременным наращиванием субконтинентальной коры, то северный участок Филиппинской дуги можно рассматривать, как более древний фрагмент дуги, в котором на определенном этапе значительно уменьшилась тектоническая активность. Не исключена вероятность, что у подножия континентального склона к востоку от островов Лусон и Тайвань имеется узкий и глубокий прогиб, засыпанный осадками.

Собственно Индонезийская область образована молодыми складчатыми системами островных поднятий, располагающихся между двумя протяженными желобами: Яванским на западе и Филиппинским на востоке. На севере эти системы продолжаются в виде складчатых элементов юго-восточной Азии, а на юге — в виде структур о. Новая Гвинея.

В пределах Индонезийской области выделяется несколько глубоководных котловин, приуроченных в основном к ее восточной половине. Это котловины Южно-Китайского, Сулу, Сулавеси, Банда, Флорес и других морей. Западная половина в межостровной части занята прогибами шельфовых морей (Яванское, Бали, западная часть Южно-Китайского, Сиамский залив). Исключение составляет лишь Андаманское море, обычно включаемое в состав Индийского океана.

Индонезийская область отличается очень сложными структурными взаимоотношениями. На крайнем северо-востоке выделяется подвижная зона Филиппин, охватывающая восточную часть архипелага от о. Минданао до о. Лусон и далее на север до о. Тайвань. Эта зона по региональному разлому отделяется от стабильной зоны Филиппин, отвечающей островам Палаван, Куйо и другим и впадины моря Сулу.

В строении Филиппин принимает участие мощный геосинклинальный комплекс пород. Его нижняя, в основном мезозойская, часть мощностью до 5 км представлена спилитами и другими основными лавами, сланцами, известняками и интрузиями перидотитов. Палеоген мощностью более 1 км сложен глинистыми сланцами, рифогенными известняками, лавами и диоритовыми интрузиями. Верхняя позднеолигоценовая — среднемиоценовая часть разреза мощностью до 5 км представлена рифогенными известняками, паралическими угленосными отложениями, внедрениями диоритов. Орогенный этап развития Филиппин начался в позднем миоцене накоплением молассовых толщ и лав. Плиоцен выражен преимущественно континентальными осадочными и вулканогенными породами, а также и морскими известняками и обломочными толщами. Мощность моласс достигает нескольких километров, а образований плиоцена — 2,5 км (Gervasio, 1964).

Тайвань можно рассматривать как крайний северный элемент Филиппинской подвижной складчатой зоны. Центральная часть Тайваня представляет ядро антиклинория, сложенное метаморфической толщей верхнего палеозоя. Западное крыло образовано конгломератами, песчаниками и сланцами мела, перекрытыми сланцами палеогена (3 км). С запада антиклинорий сопряжен с Западно-Тайваньским прогибом, заполненным дислоцированными отложениями миоцена и плиоцена. В основном это прибрежно-морские угленосные и песчано-сланцевые толщи мощностью до 3 км. Они перекрываются плейстоценовыми красноцветами мощностью 2 км. С востока антиклинорий по разлому соприкасается с Восточно-Тайваньским прогибом, в котором развиты неогеновые лавы, агломераты, прослои известняков и конгломератов.

К западу от Филиппинской зоны располагается Южно-Китайская геосинклинальная котловина, обособленная крайняя южная часть которой выделяется под названием прогиба Палаван. Его отделение обусловлено наличием крупного массива Наньшацюньдао, представляющего, как предполагает Ю. М. Пущаровский (1972 г.), погруженный блок позднекайнозойской складчатости, аналогичный Калимантану.

Глубоководная котловина с севера и северо-запада ограничена подводным окончанием Южно-Китайской платформы и зоной мезозойской складчатости, огибающей с севера Индосинийский массив и прослеживающейся на о. Хайнань. Вдоль края платформы у кромки шельфа предполагается существование узкого прогиба, тянущегося в сторону о. Тайвань и занимающего положение между платформой и полосой мезозойской складчатости (Parke и др., 1971).

С запада и юго-запада котловина Южно-Китайского моря отделена от обширного Зондского шельфа поднятием Периферийного хребта, тянущегося в виде дуги от побережья Брунея на север к восточной окраине Индосинийского массива. Погребенным элементом последнего является и отмель коралловых островов Сишацюньдао.

Зондский шельф, имеющий ширину 3 тыс. км, выделяется в качестве эпимезозойской плиты, которая связывает в единую систему расположенные по ее периферии зоны мезозойской складчатости. Ограничениями плиты являются мезозойские складки Малаккского полуострова, восточной части Суматры, островов Банка и Биллитон, и запада о. Калимантан.

В пределах Зондской плиты выделяются крупные осадочные бассейны: Бруней-Сайгонский, северная часть которого обособляется в Меконгский бассейн, и Таиландский, разделенные погребенным протяженным поднятиями Хорат-Семитау, тянущимся от Пурсанского массива через м. Камау Индостанского полуострова и через острова Натума на северо-западное окончание о. Калимантан. Бассейн Меконг, занимающий и дельту р. Меконг, с юга ограничен подводным поднятием Кон-сон (Parke и др., 1971). На юге плиты располагается бассейн, отвечающий Яванскому морю.

Зондская плита обрамляется системой кайнозойских складчатых дуг и заключенных между ними глубоководных котловин (рис. 6).

Дуговые поднятия Индонезийской тектонической области характеризуются расчлененным рельефом, интенсивной дислоцированностью от-

ложений, принимающих участие в их строении, высокой подвижностью и контрастностью тектонических движений («Тектоника Евразии», 1966). Различаются вулканические и невулканические системы. К первым относят дуги Ява — Суматра, Западные Филиппины и другие, ко вторым — дуги островов Сулавеси, Буру — Церам, Тимор и др.

Для невулканических дуг характерно распространение в их основании кристаллических пород докембрия, перекрываемых мезозойскими терригенными толщами. Отложения палеогена имеют ограниченное распространение в отличие от неогеновых образований. Последние широко развиты и представлены как карбонатными, так и континентально-морскими терригенными разностями большой мощности. Вулканические дуги сложены мощным неоген-четвертичным эффузивно-осадочным комплексом пород, из-под которого местами обнажаются более древние палеоген-мезозойские породы. Несколько условно к категории островных дуг можно отнести о. Калимантан. В его центральной и восточной частях располагаются линейные складчатые зоны, сложенные мощным геосинклинального типа разрезом верхнего мела и кайнозоя.

Располагающиеся между геоантиклинальными сооружениями островных дуг внутренние котловины (Сулавеси, Макассарская, Молукская, Банда) имеют сложную конфигурацию и заполнены мощными отложениями главным образом неоген-четвертичного возраста. К западу от Зондской плиты располагается обширная котловина Андаманского моря, заключенная между полосой мезозойской складчатости на востоке и кайнозойской островной дугой на западе.

На юго-востоке Индонезийской тектонической области располагается Новогвинейская тектоническая система, занимающая промежуточное положение между Индонезийской переходной областью и Австралийской. В ее строении принимают участие мощные геосинклинальные дислоцированные породы от палеозоя до современных. В осевой зоне о. Новая Гвинея выделяется Центральный антиклинорий. К северу от него располагается Северный прогиб, к югу — Южный.

Юго-западное обрамление Тихоокеанского сегмента образовано краем Австралийского континента, отвечающим Восточно-Австралийскому складчатому поясу, тянущемуся от о. Тасмания до м. Йорк более чем на 4 тыс. км. На севере пояс косо причленяется к складкам Новой Гвинеи, а на юге структурно замещается подводной возвышенностью Милл. В его пределах складчатые сооружения сформировались в результате тектонических движений, по-видимому, в каледонскую и герцинскую эпохи складчатости. Дислоцированные породы палеозоя образуют систему антиклинориев и синклинориев, погружающихся в море. В результате орогенного этапа развития, в краевой части пояса образовались узкие межгорные впадины, частично открывающиеся в сторону моря и заполненные достаточно мощными морскими и континентальными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя — кайнозоя.

Подводная окраина Австралийского материка является восточным крылом складчатого сооружения палеозойского возраста и выражена протяженной материковой отмелью, широкой на севере в области Большого барьерного рифа и на юге в районе Бассова пролива. Бурение

скважин на юге Барьерного рифа установило, что дислоцированные метаморфизованные породы палеозоя, находящиеся на глубине около 550 м, перекрыты третичными терригенными осадками мощностью 385 м и коралловыми образованиями толщиной 150—160 м. Восточная часть Бассова пролива разделена одноименным поднятием меридионального простирания на две части: бассейн Басс и западное окончание котловины Тасманова моря. Поднятие образовано нижнепалеозойскими породами и гранитными интрузиями, образующими цепочку островов (Фюрно и др.).

На подводной окраине Австралийского материка наблюдается переход от коры континентального типа мощностью до 37 км к коре океанической мощностью до 5 км, подстилающей дно Кораллового, Тасманова, Соломонова и Ново-Гвинейского морей.

Австралийская переходная область, занимающая юго-западную часть Тихоокеанского сегмента, имеет в плане форму прямоугольного треугольника, вершина которого, совпадающая с поднятием островов Фиджи и частично Тонга, вдается в океан, а гипотенуза отвечает краю австралийского материка.

Область на севере ограничена современной геосинклинальной системой основных дуг Меланезии, сопряженных с Западно-Меланезийским, Восточно-Меланезийским, Витязя и другими глубоководными желобами. На востоке граница проводится по аналогичного типа островной дуге Тонга — Кермадек, третичной складчатой зоне Новой Зеландии, сменяющейся на юге подводным хр. Маккуори. На продолжении последнего располагается подводный хр. Баллени, который в структурном отношении можно рассматривать как крайне северное звено складчатого пояса Антарктиды. Однако южное замыкание треугольника Австралийской переходной области следует проводить по линии поднятий, проходящей от Тасмании через возвышенность Милл на острова Бишоп-энд-Кларк, образующие наиболее приподнятый элемент возвышенности Маккуори.

Геологическое строение внутренних частей Австралийской переходной области отличается большой сложностью. В ее пределах выделяются протяженные подводные поднятия и плато глыбового типа, геоантиклинальные сооружения островных дуг, глубоководные котловины, осложненные внутренними желобами. Для котловин характерны океанический тип земной коры и, как правило, малая мощность осадочного слоя. Поднятиям свойственна кора континентального или субконтинентального типа.

Северная треть Австралийской переходной области в плане имеет ячеистое строение: прихотливо прогнутые геоантиклинали островных дуг оконтуривают овалы отдельных котловин, занятых Ново-Гвинейским, Соломоновым, частично Коралловым и Северо-Фиджийским морями. На юге преобладают меридионально вытянутые подводные поднятия, располагающиеся параллельно. Это хребты Лорд-Хау, Норфолк, Три-Кингс, Колвил-Лау, большинство из которых структурно связаны с тектоническими элементами Новой Зеландии. Между этими приподнятыми элементами располагаются крупные котловины (прогибы): Тасманова, Новокаледонская, Норфолк, Южно-Фиджийская (рис. 49).

Поднятие Лорд-Хау имеет континентальную кору мощностью 15—20 км и рассматривается как северное продолжение складок Южного

острова Новой Зеландии, хр. Норфолк выделяется как мезозойско-кайнозойское складчатое сооружение, образующее вместе с островами Новая Каледония и Северным островом Новой Зеландии единую мезозойскую Папуасско-Новозеландскую геоантиклиналь. Хребет рассматривается как зарождающееся геоантиклинальное сооружение, располагающееся в современной геосинклинальной зоне, в пределы которой попадают осадочно-вулканические хребты Тонга и Кермадек, подстилаемые корой субконтинентального типа мощностью 20 км. Кроме подводных хребтов, выделяются также подводные плато, представляющие изометрические приподнятые элементы. К ним относятся поднятия Квинсленд, Фиджи и другие, для которых характерна кора континентального типа, но с сокращенным разрезом осадочных пород.

Новая Зеландия — наиболее приподнятый элемент внешней островной дуги. Здесь с востока на запад выделяется несколько тектонических зон: современная геосинклинальная, складчатые мезозойская и палеозойская. Первая зона включает Северный остров и северную часть Южного и располагается на продолжении дуги Тонга — Кермадек. Зона сложена молодыми отложениями, характеризуется современным вулканизмом и высокой сейсмичностью. Северо-западная часть Северного острова представляет мезозойское складчатое сооружение, а северо-западная часть Южного — образована складчатым палеозоем, перекрытым более молодыми слоями. В целом же Новая Зеландия — это микроконтинент с мощностью коры до 30—40 км.

Глубоководные котловины являются сравнительно молодыми образованиями, в них отсутствует гранитный слой и развит второй океанический, состоящий из отложений различной степени консолидации. Наибольшей мощности последние достигают в краевых частях котловин, примыкающих к Австралии, Новой Гвинее и Новой Зеландии, где выделяются отдельные осадочные бассейны.

С востока к Южному острову Новой Зеландии прилегает обширный приподнятый элемент, получивший название Новозеландского плато (Houtz и др., 1967). Плато имеет кору континентального типа и состоит из двух массивов Чатам и Кэмпбелл, разделенных прогибом Баунти. Изучение строения островов показало, что они образованы палеозойскими метаморфическими породами и гранитными интрузиями, перекрытыми отложениями верхов палеозоя, слоями пермо-триаса, мела, эоцена и миоцена, а также базальтовыми и андезитовыми лавами различного возраста. Плато Кэмпбелл примыкает к северной оконечности хр. Маккуори. Мощность земной коры Новозеландского плато оценивается в 17—20 км. Предполагается, что в ее строении принимают участие значительные толщи осадочных пород.

Северное обрамление Тихоокеанского сегмента образовано широтно ориентированными мезозойскими, а также кайнозойскими складчатыми зонами, развитыми на Северо-Востоке СССР и прослеживающимися через Берингов пролив на Аляску. С севера на юг различают Чукотскую область мезозойской складчатости, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Корякско-Камчатскую область кайнозойской складчатости. Этим зонам на Аляске соответствует область мезозойской складчатости,

обрамленная с юга узкой полосой кайнозойской складчатости, протягивающейся от п-ова Аляски на северо-восток и юго-восток вдоль побережья океана. В ядре мезозойской складчатой области на стыке Азии и Америки выделяется Чукотско-Сьюардский срединный массив.

Складчатые зоны состоят из антиклинориев, между которыми заключены синклинории и межгорные прогибы. Последние заполнены мощными осадочными и вулканогенными толщами мела — кайнозоя и в краевых частях Азиатского и Американского материков раскрываются в сторону Берингова моря. Такими прогибами на западе являются прогиб Анадырского залива, а на востоке Нортон, Бетел, Нушагак. Непосредственное сочленение структурных элементов Чукотки и Аляски скрыто водами северной шельфовой части Берингова моря.

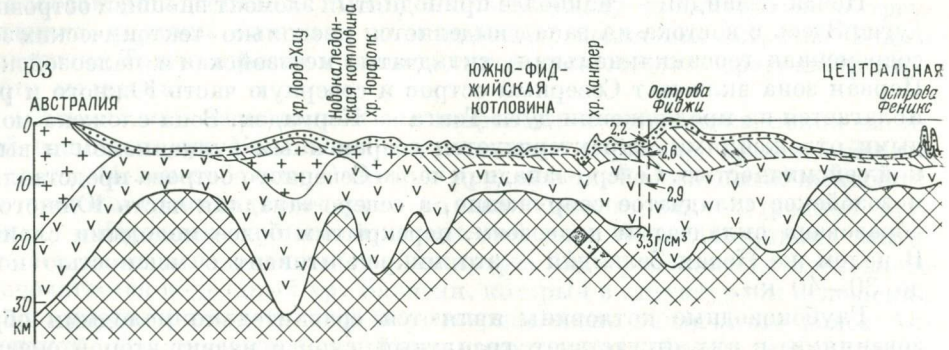


Рис. 49. Схематический разрез по профилю Австралия — Сан-Франциско, США (составил А. Г. Гайнанов).

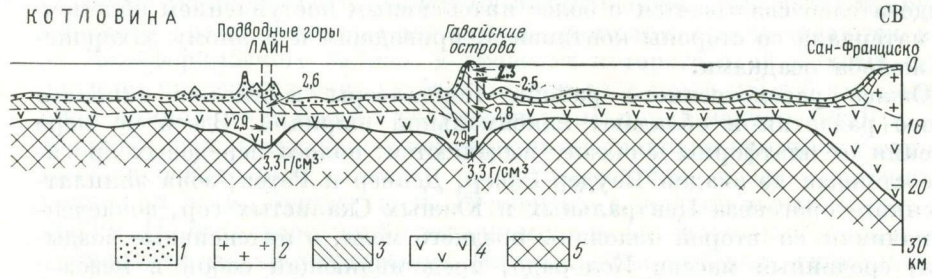
1 — осадки и осадочные породы; *2* — гранитный слой; *3* — второй океанический слой; *4* — базальтовый слой; *5* — мантия.

Континентальная мелководная часть Берингова моря отделяется от глубоководной океанической крупным порогом, располагающимся на продолжении Корякской складчатой зоны на юго-восток от м. Навари через острова Прибылова на о. Унимак. В пределах порога происходит замещение континентальной коры океанической. Глубоководная котловина Берингова моря с юга ограничена Алеутско-Командорской островной дугой и сопряженным с ней Алеутским глубоководным желобом. Котловина Берингова моря расчленена на три части крупными поднятиями Ширшова и Бауэрс. Эти поднятия имеют океанический разрез коры значительной мощности с тонким слоем поверхностных осадков. В смежных с ними впадинах Командорско-Олюторской, Бауэрс и Хатырско-Беринговоморской развиты мощные (до 5—10 км) толщи осадочных пород, залегающие на базальтовом ложе.

Восточно-Американская часть Тихоокеанского тектонического пояса, в отличие от западной, характеризуется существенно меньшей шириной (от 300 до 1600 км) и сравнительной простотой строения. Она представлена в основном молодыми горноскладчатыми сооружениями Кордильер и Анд, формирующихся с позднего мезозоя. На востоке эти сооружения включают отдельные элементы более древних складчатых структур. На значительном протяжении Восточно-Тихоокеанская часть пояса непосредственно

контактирует с древними платформами. С запада на южно-американском, центрально-американском и частично аляскинском участках она обрамляется системой глубоководных желобов, иногда заполненных осадками. Между п-овом Калифорния и архипелагом Александра край Северо-Американского материка представлен продолжением срединного хребта Тихого океана (Менард, 1964; Удинцев, 1972; Hamilton, 1961).

Тихоокеанский край Северо-Американского континента образован складчато-глыбовой системой Кордильер, протягивающейся от Берингова пролива до Панамского перешейка. Притихоокеанская его часть испытывает интенсивное складкообразование и прогибание в течение всего кайнозоя, а вся система приобрела современный облик в результате неогеновых и антропогеновых движений.



Для рассматриваемого горноскладчатого пояса характерна четкая зональность в продольном и поперечном сечениях. Система Кордильер в продольном направлении может быть подразделена на ряд районов (сегментов, по В. Е. Хаину), отличающихся историей геологического развития, основными простираниями структур, внутренним строением, шириной и т. д. Границы районов в большинстве случаев определяются положением зон региональных поперечных разломов.

На крайнем северо-западе располагаются Кордильеры Аляски, образующие складчатую дугу, обращенную выпуклостью на север, где она ограничивается Юконским срединным массивом. С севера на юг в этом районе выделяют: эвгеосинклинальную зону с позднеюрской — раннемеловой (невадийской) складчатостью, представленную антиклинориями Руби, Танана, Талкитна и Притихоокеанскую зону интенсивного кайнозойского погружения, выраженную синклинорием Шелихова-Кука и антиклинорием Кодьяк-Кенай — Чугач. Последний сформирован ларамийской складчатостью, но омоложен в результате плиоценовых движений. На юго-западе, кулисообразно к антиклинорию Талкитна располагается антиклинорий Алеутской дуги. Подводная окраина здесь характеризуется узким шельфом и крутым континентальным склоном. Мощность земной коры резко убывает в направлении материкового подножия.

С юга от Алеутской дуги и в пределах Аляскинского залива протягивается Алеутский глубоководный желоб с максимальным погружением дна более 7600 м.

Следующий к юго-юго-востоку район образуют Кордильеры Канады и Монтаны, характеризующиеся четким юго-юго-восточным простиранием и уменьшением общей ширины складчатого пояса. С востока на запад располагаются: передовой прогиб Альберты, зона эпиплатформенного орогенеза, выраженная горами Ричардсон и Макензи, Скалистые горы Канады и Монтаны, представляющие внешнюю миогеосинклинальную зону с ларамийской основной складчатостью; антиклинорий Берегового хребта, являющийся эвгеосинклинальной зоной с невадийским возрастом складчатости, и, наконец, Притихоокеанская зона, в пределах которой выделяется антиклинорий хр. Св. Ильи и архипелага Александра. Глубоководный желоб, аналогичный Алеутскому, здесь отсутствует, что рядом исследователей связывается с более интенсивным поступлением обломочного материала со стороны континента, приведшим к полному захоронению желоба осадками.

Южнее рассмотренного района Кордильеры достигают наиболее полного развития и обладают максимальной шириной. Здесь по мере движения от платформы к океану выделяются: полоса передовых прогибов, состоящая из впадин Паудер-Ривер, Денвер и Ретон; зона эпиплатформенного орогенеза Центральных и Южных Скалистых гор, вовлеченная, начиная со второй половины позднего мела, в интенсивные воздымания; срединный массив Колорадо, представляющий собой в мезозое и кайнозое огромную платформенную глыбу, окруженную молодыми складчатыми сооружениями; миогеосинклинальная зона западной части Скалистых гор и восточной части Большого Бассейна, сложенная мощными толщами протерозоя, палеозоя и мезозоя, охваченными в конце мела интенсивной складчатостью; эвгеосинклинальная зона западной части Большого Бассейна и Сьерра-Невады, претерпевшая главную складчатость в поздней юре и раннем мелу; Притихоокеанская зона кайнозойских опусканий и складчатости, охватывающая побережье океана и полосу шельфа, имеющую очень сложное строение («бордерленд»). Основными структурными элементами зоны являются впадины Пьюджет, Сакраменто и Сан-Хоакин, антиклинорий Береговых хребтов и многочисленные, сопряженные с ним впадины, раскрывающиеся в Тихий океан (Ил-Ривер, Санта-Мария, Санта-Барбара, Вентура, Лос-Анжелес и др.).

Как указывалось, Притихоокеанская зона США лежит на продолжении срединноокеанического хребта, подтверждением чему, в частности, служит субокеанический тип строения земной коры. По результатам сейсмических исследований мощность коры в районе Береговых хребтов на широте Сан-Франциско составляет 22—25 км, а севернее, у берегов Орегона и Вашингтона — всего 16 км, из которых десять падает на осадочно-вулканогенный комплекс, а пять — на базальтовый слой (Berd at al., 1966). По мнению Г. Менарда (1964 г.) и О. К. Леонтьева, впадины Сан-Хоакин, Сакраменто, а также их продолжение — прогиб Пьюджет являются наземными аналогами рифтовой зоны Срединнотихоокеанского

хребта. Южным продолжением этой зоны являются впадина Империал и грабен Калифорнийского залива.

К югу от пояса субширотных разломов Меррей расположены Кордильеры Мексики и Центральной Америки, в составе которых ряд тектонических зон, свойственных Кордильерам США, выпадают, а другие характеризуются неполнотой развития. По мере движения на юг происходит общее сужение складчатого пояса и постепенная смена простирания с юго-юго-восточного на субширотное. Изменения в строении Кордильер в основном касаются их восточных зон.

Крайне восточным элементом Мексиканских Кордильер служит Притихоокеанская зона, в составе которой выделяются грабен Калифорнийского залива и антиклинорий Калифорнийского полуострова. Структуры Калифорнийского залива и Калифорнийского полуострова рассматриваются как части зоны срединноокеанического хребта. Свойственные Восточно-Тихоокеанскому поднятию грядовый характер рельефа морского дна и линейные магнитные аномалии прослеживаются вплоть до Калифорнийского залива, в пределах которого слой рыхлых осадков залегает непосредственно на базальтовом слое мощностью 6 км, подстилаемом приподнятой толщей разуплотненных пород мантии (Phillips, 1964). К структурам Центрально-Американских Кордильер примыкает одноименный глубоководный желоб, протягивающийся вдоль материкового подножия от м. Бурика до м. Кориентес, с максимальным погружением 6662 м. На его северо-северо-западном и юго-юго-восточном продолжениях располагаются соответственно Нижнекалифорнийский синклинорий и грабен озер Манагуа — Никарагуа (Хаин, 1971).

Естественной границей между Кордильерами Северной и Южной Америки В. Е. Хаин (1971 г.) считает грабен Манагуа-Никарагуа, так как расположенные к югу складчатые сооружения Коста-Рики и Панамы представляют прямое продолжение Береговой Кордильеры Колумбии.

Пояс Южно-Американских Кордильер, или Анд, отличается от своего северо-американского аналога меньшей шириной, менее отчетливой продольной зональностью, значительным соответствием современной топографии и структуры, характером проявления отдельных фаз тектогенеза (особенно герцинского) и т. д. Существует предположение, что западная часть пояса на значительном протяжении оказалась опущенной под воды Тихого океана.

Как единая система Андский горноскладчатый пояс сформировался в результате блоковых поднятий в конце кайнозоя, о чем свидетельствует почти повсеместное распространение неогеновой (плиоценовой) молассы.

Для Южно-Американских Анд, как и для Кордильер Северной Америки, характерна весьма четкая поперечная зональность. В их пределах с севера на юг выделяют районы (сегменты) Северных, Центральных и Южных Анд. Поперечная зональность прослеживается по смене структурных комплексов, слагающих ядра древних тектонических элементов и по времени формирования орогенных комплексов. Границы между районами определяются положением субширотных зон глобальных разломов, протягивающихся далеко за пределы Андского пояса в Тихом океане, на платформенной части Южной Америки и в Атлантическом океане.

Так, разделение Северных и Центральных Анд связано с субэкваториальной зоной разломов, идущих от Галапагосских островов, через Амазонскую впадину и приразломный хр. Фернанди-ди-Норонья в Атлантике. Центральные и Южные Анды также разделены разломом, прослеживающимся на платформе вдоль северного края Северо-Патагонского массива (Хаин, 1971).

В Северных или Карибских Андах складчатый пояс Южной Америки достигает максимальной ширины. Здесь по мере движения с юга на север происходят изменения в простирании, ветвление и расхождение отдельных тектонических зон, протягивающихся далее в Карибский регион. В поперечном сечении в составе Северных Анд выделяют зону субандийских передовых прогибов, представленную впадинами Ориноко, Баринас-Апуре и Икитос; миогеосинклинальную зону Восточных Кордильер; зону Центральных Кордильер — унаследованное от герцинского или каледонского цикла поднятие; зону Западных Кордильер, развивавшуюся в качестве эвгеосинклинали и, наконец, Притихоокеанскую зону кайнозойских погружений. Последняя состоит из синклинория Атрато-Сан-Хуан и антиклинория Береговой Кордильеры, который продолжается на северо-западе в пределы Панамского перешейка, а на юге на суше следится до Гуаякильского залива, скрываясь под водами Тихого океана.

Центральные Анды представляют собой наиболее мощную и сложно построенную часть Южно-Американского складчатого пояса. С востока на запад здесь располагается полоса передовых прогибов, зона Восточной и Центральной Кордильер; грабен-синклинорий Титикако-Альтиплано; западная зона, представленная Западной Кордильерой Перу, Предкордильерой, Передовой Кордильерой Аргентины и Главной Кордильерой Чили и Аргентины. Последняя зона лежит на продолжении Центральной и Восточной Кордильеры Северных Анд (Хаин, 1971). В прибрежной полосе и на шельфе, местами улавливаются элементы южного продолжения Центральной Кордильеры Северных Анд. Подводная окраина материка в районе Центральных Анд имеет незначительную ширину и очень большую крутизну и непосредственно переходит в Перуанско-Чилийский глубоководный желоб.

Андский пояс в южной части материка значительно сужается. Восточные и Центральные зоны Анд, развитые на севере, здесь выклиниваются. Простирание структур меняется от субмеридионального в северной части до субширотного на юге. Основными элементами его являются антиклинорий Патагонской Кордильеры и его продолжение — антиклинорий Огненной Земли, грабен Центральной продольной долины и антиклинорий Берегового хребта. В южном направлении, в районе Огненной Земли, грабен Центральной долины затухает и оба антиклинория практически сливаются, образуя единую структуру, продолжением которой является Южно-Антильская островная дуга. Чилийско-Перуанский глубоководный желоб затухает к югу от 40°, однако у самого южного окончания континента намечается его аналог, сопровождающий южную часть Патагонской Кордильеры и Кордильеру Огненной Земли. С внешней стороны этот желоб ограничен валообразным поднятием. Его южным продолжением В. Е. Хаин считает подводный хребет, отходящий от м. Горн

в юго-юго-восточном направлении к Антарктиде, а северным аналогом — молодой антиклинорий Береговой Кордильеры Колумбии.

Южное обрамление Тихоокеанского сегмента в западной части образовано Антарктической древней платформой, а в восточной — мезозойским складчатым поясом, располагающимся на структурном продолжении складок Южно-Американских Анд.

Антарктический складчатый пояс прослеживается от п-ова Антарктида до Земли Мэри Бэрд. К северу от него располагаются шельфовые моря Беллинсгаузена и Амундсена. Их глубинное строение изучено очень слабо. Выявленные на шельфе острова относятся к складчатому поясу и сложены мезозойскими осадочно-вулканогенными породами. К западу от м. Дарт Антарктический пояс погружается под уровень океана. Его морское продолжение четко не устанавливается. Однако можно предполагать, что пояс продолжается далеко на северо-запад, отвечая полосе с высокой сейсмичностью. Его элементом является крупный подводный хребет, отвечающий островам Скотта и Баллени. В этом случае антарктические складки можно связать с Новозеландской кайнозойской складчатой системой.

Платформенная часть Антарктиды, прилегающая с юга к Тихому океану, занята шельфовым морем Росса, представляющим крупную депрессию, расположенную между поднятием Антарктического хребта и погруженным окончанием Антарктического пояса. Строение дна моря Росса также не изучено. Можно предполагать, что здесь мы имеем крупный краевой прогиб, складчатый борт которого отвечает крылу Антарктического складчатого пояса, а платформенный сопряжен с перикратонным погружением древней Антарктической платформы. Прогиб, заполненный толщей консолидированных пород, испытывает замыкание в районе островов Возвышения (рис. 50).

Во внутренних частях Тихоокеанского сегмента выделяются обширные глубоководные котловины, разделенные сводовыми и валообразными поднятиями и системой срединных хребтов Тихого океана.

Осреднение сейсмических данных о разрезах земной коры дает следующие преобладающие значения скоростей и мощностей основных слоев земной коры котловин Тихого океана: слой неуплотненных осадков — скорость продольных сейсмических волн — 1,6—2,5 км/с, мощность 0,2—2,1 км; второй океанический слой — скорость 4,5—5,6 км/с, мощность 0,4—2,0 км, третий слой — скорость 6,7—6,8 км/с, мощность 3,1—5,4 км. Средние граничные скорости в верхней мантии равняются 8,2 км/с. Наименьшие мощности земной коры, около 2,5 км, обнаружены в северо-западной части Тихого океана (Михно, 1964). Глубоководные котловины Тихого океана характеризуются близкими к нулю положительными или отрицательными аномалиями силы тяжести в редукции Фая и очень большими до +450 мгл положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге. Для Северо-Западной, Северо-Восточной, Восточно-Марианской и Центральной котловин характерны отрицательные, а для Филиппинской и Каролинской — положительные аномалии Фая. Средняя разность аномалий Фая этих котловин составляет около 40 мгл. Средние аномалии Буге Филиппинской и Центральной котловин около

+350 мгл, Северо-Западной, Восточно-Марианской и Северо-Восточной — около +380 мгл, Каролинской — около +300 мгл (Worzel, 1965; Woollard, Strange, 1962; Гайнанов, 1973).

Расчеты глубин залегания верхних и нижних кромок магнитоактивных тел показали, что в котловинах мощность магнитоактивного слоя 12—20 км. Верхние кромки источников аномалий расположены на глубине 1—3 км от поверхности дна, т. е. в пределах второго и третьего слоев земной коры, а в отдельных случаях проникают в верхнюю мантию. Нижние кромки магнитоактивных тел приурочены к верхней мантии (Гайнанов, 1964; Туезов и др., 1967; Эфендиева, 1970). Для разных котловин намечаются особенности в распределении глубин источников аномалий.

Большое распространение, особенно в Северо-Восточной котловине, имеют приразломные структуры (Мендосино, Пайонир, Меррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон и др.). Эти структуры, преимущественно прямолинейные, протягиваются на значительные расстояния: до 2000—4000 км. Морфология зон разломов меняется вдоль их простирания, от крутых и высоких сбросовых или сбросово-сдвиговых уступов регионального значения до цепочек вулканических и горстовых гор, глубоких и узких желобов и сложного холмистого рельефа. Некоторые зоны разломов почти не выражены в рельефе и обнаруживаются лишь по геофизическим данным. В разные стороны от зоны разломов изменяются мощность слоев земной коры, аномалии силы тяжести и магнитные аномалии. Так, геофизические исследования, выполненные к северу и к югу от зоны разлома Меррей, показали увеличение мощности земной коры с северной стороны разлома на 3—4 км и уменьшение аномалий Фая на 15—20 мгл (Менард, 1966; Ковылин, 1970).

Широкие сводовые и валообразные поднятия, разделяющие глубоководные котловины, осложнены не только разломами и сбросами, но и проявлениями вулканизма. Количество вулканов существенно меняется на различных поднятиях. Так, на валу Шатского отмечены лишь одиночные вулканы. Однако есть валы, несущие на себе большое количество вулканов и крупных вулканических массивов, которые можно рассматривать даже как вулканические хребты. Таково поднятие Маркус-Неккер с 265 подводными вулканическими горами, из них около 80 плосковершинных гайот. Гавайский вал несет на себе вулканический хребет Гавайских островов. Гряда островов Лайн включает 85 подводных вулканических гор, а вал Туамоту — более 60 вулканических гор. Значительная концентрация вулканических гор, по-видимому, тесно связана с развитием поднятий и соответствует определенной стадии их зрелости. По сейсмическим данным валообразные поднятия характеризуются увеличением мощности коры до 20 км в основном за счет увеличения мощности базальтового слоя. В наиболее детально изученном Гавайском поднятии обнаружены резкие изменения мощности земной коры как вдоль, так и поперек поднятия. Так, мощность земной коры под Гавайскими островами изменяется от 12 до 20 км и разрез осложнен интрузивными телами с большими сейсмическими скоростями. Если к северу от Гавайских островов в районе Гавайской дуги мощность земной коры около 5 км, при глубине дна около 5 км, то к югу от островов при глубине дна около 5 км мощность земной

коры равна 9,5 км (Furumoto at al., 1968). Аномалии силы тяжести положительные как в редукции Фая (до +250 мгл на острове Оаху), так и в редукции Буге (Strange at al., 1965).

К северу от северо-западного окончания Гавайского вала и несколько западнее простирается крупное меридиональное поднятие — Северо-Западный хребет, или Императорские горы. Смещение оси Северо-Западного хребта относительно оси Гавайского хребта к западу связано, повидимому, с западным продолжением зоны разлома Мендосино.

Глубинное сейсмическое зондирование обнаружило под Императорскими горами океанический разрез земной коры с несколько увеличенной до 10 км мощностью коры.

На сводовом поднятии Шатского по сейсмическим данным осадочный покров достигает наибольшей мощности до 1000 м в сводовой части и утоняется до 100 м на склонах, обычно для мощности осадков в прилегающих частях ложа Северо-Западной котловины. На склонах возвышенности драгированием были получены образцы карбонатных осадочных пород нижнемелового (альбского) возраста (Ewing at al., 1966).

Мощность земной коры под поднятием Шатского (22 км) значительно больше, чем под окружающими котловинами. Увеличение мощности коры происходит за счет возрастания мощности второго слоя (скорости сейсмических волн 4,4—5,8 км/с) до 3—6 км, а базальтового слоя — до 18 км (Den at al., 1969). Базальтовый слой делится на два слоя: верхний со скоростями сейсмических волн 6,7—7,1 км/с и мощностью от нуля до 6 км, нижний со скоростями сейсмических волн от 7,0 до 7,8 км/с и мощностью от 5 до 12 км. Под этим слоем выделена поверхность Мохоровичича со скоростями 8,1—8,6 км/с. На поднятии Шатского было пробурено четыре скважины судном «Гломар Члленджер». Первые две скважины в западной части поднятия, пройдя около 50 м неогеновых карбонатных осадков, несогласно залегающих на свите карбонатных илов от эоцена до верхнего мела, обнаружили кремневые линзы и прослои на глубине 120 м от поверхности дна. Третья и четвертая скважины, пробуренные на западном склоне поднятия, прошли тонкий покров плейстоценовых осадков и вошли в кремнисто-карбонатные осадки позднеюрского или раннемелового возраста (Удинцев, 1972).

Срединноокеанические хребты Тихого океана являются непосредственным продолжением юго-восточной ветви системы срединноокеанических хребтов Индийского океана. Однако положение этих хребтов не является срединным в океане. Они резко смещены к востоку, и рифтовая зона проходит даже частично по западной окраине материка Северной Америки.

К северу от Калифорнии продолжение мобильного внутриокеанического пояса прослеживается в хребтах Горда и Джуан-де-Фука. Глубинное сейсмическое зондирование и гравиметрические и магнитометрические исследования обнаружили здесь структуру коры и верхней мантии, аналогичную со структурами других частей Мировой системы срединноокеанических хребтов. Дальнейшее продолжение системы Тихоокеанского внутриокеанского мобильного пояса в северном или западном направлениях не прослежено.

Хребты Карнеги и Кокос с заключенной между ними Панамской

котловиной составляют восточную ветвь подвижного внутриокеанического пояса. Высокая сейсмическая активность, повышенный тепловой поток, симметричные магнитные аномалии убедительно подкрепляют такое представление о тектонической природе этой области. Бурение в Панамской котловине подтвердило предположение о молодости ее коры: скважина прошла 254 м осадков плейстоцена и плиоцена, подстилаемых базальтовыми лавами позднемиоценового возраста.

Нефтегазоносность

Нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные бассейны Тихоокеанского сегмента располагаются главным образом в пределах одноименного подвижного пояса, большинство из бассейнов приурочено к внутрискладчатым прогибам и прогибам, формирующимся на стыке складчатых зон с глубоководными котловинами внутренних морей или океана. Определенная общность геологического строения Тихоокеанского подвижного пояса, направленность и последовательность его развития привели к значительному сходству в строении и нефтеносности бассейнов. Нефтегазоносные бассейны имеют в плане вытянутую форму. Они сложены в основном третичными отложениями. Диапазон нефтеносности, как правило, сравнительно невелик. Основные продуктивные толщи имеют миоцен-плиоценовый возраст. Преобладающими являются коллекторы терригенного типа. Обычно месторождения связаны с нарушенными антиклинальными складками. Основными типами бассейнов являются внутрискладчатые, периконтинентально-складчатые и периокеанические. В отдельных случаях бассейны занимают промежуточное между этими типами положение, что затрудняет определение их классификационной принадлежности. Это обусловлено уровнем развития данной складчатой зоны и степенью ее морфологической выраженности в рельефе. Кроме того, выделяются бассейны складчато-платформенного и внутриплатформенного типов, имеющие ограниченное распространение. Всего в пределах Тихоокеанского сегмента насчитывается более 60 бассейнов, в трети из них в морской или континентальной частях уже обнаружены месторождения нефти или газа.

К внутриплатформенному типу относятся два бассейна: Северо-Китайский и Желтого моря (Восточно-Китайский, или Кианг-Су), расположенные главным образом в пределах Китайско-Корейской платформы. Наиболее прогнутые части этих бассейнов заняты водами Желтого моря. Бассейны представляют собой крупные синеклизы, заполненные мощной до 5—7 км толщей морских и континентальных отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Для бассейнов характерно блоковое строение, приводящее к образованию структур типа горстов и грабенов. Бассейны разделены зонами крупных поднятий фундамента, выраженных Шаньдунским и Ляодунским поуостровами. Замыкание бассейна Желтого моря образовано подводным поднятием Чечжудо, представляющим связующее звено между палеозой-мезозойскими складчатыми зонами юго-восточного Китая (горы Уишань) и южной части Корейского полуострова. В Северо-Китайском бассейне отмечаются нефтегазопроявления, а в континентальной западной части бассейна Желтого моря обнаружена нефть. Наибольший

интерес представляет нефтеносность морских частей бассейнов, где, как можно предполагать, верхние части разреза имеют максимальную мощность.

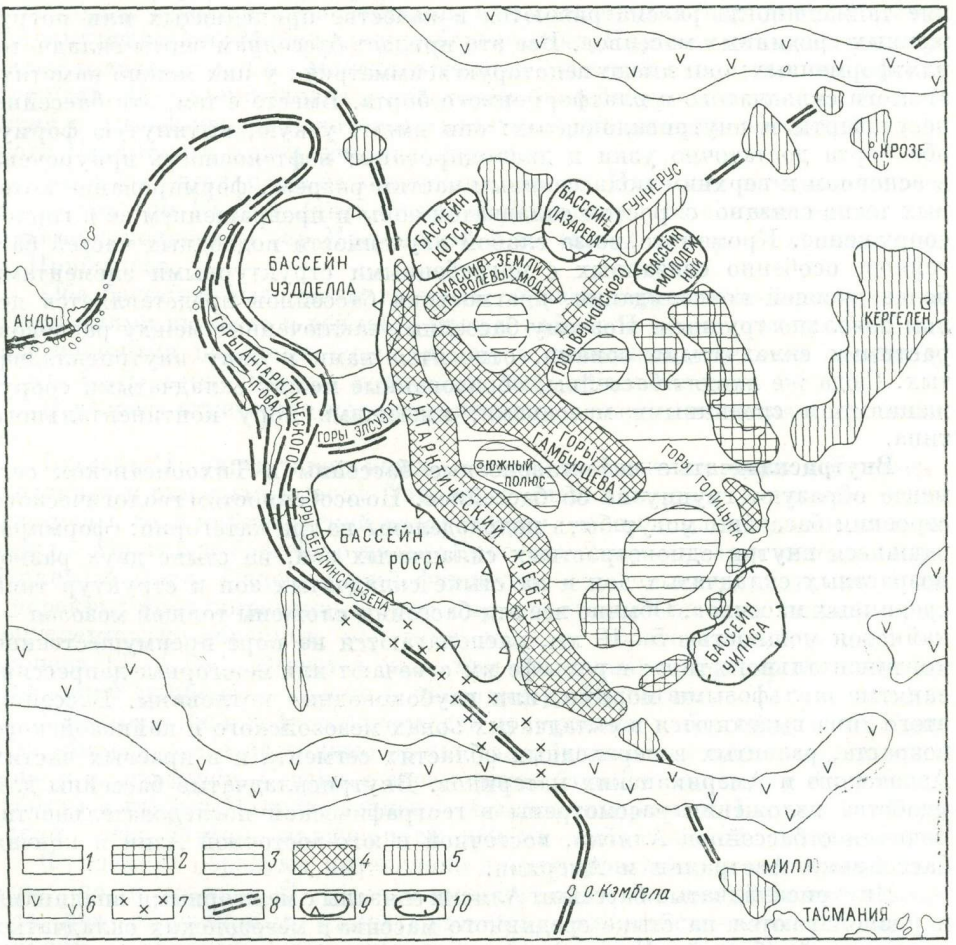


Рис. 50. Возможные нефтегазоносные бассейны Антарктиды (составил Б. А. Соколов по материалам А. П. Капицы, 1966, Б. Х. Егиазарова, М. Г. Равич и др., 1969).

1 — древняя платформа; *2* — выступы фундамента; *3* — впадины; *4* — эпиплатформенные орогены; *5* — океанические поднятия; *6* — срединноокеанические хребты; *7* — области активного кайнозойского вулканизма; *8* — оси складчатых поясов, зон поднятий и их предполагаемые продолжения; возможные нефтегазоносные бассейны; *9* — складчато-платформенного типа; *10* — периконтинентально-платформенного типа.

К **складчато-платформенному** типу бассейнов следует отнести бассейн Росса, располагающийся между древней Антарктической платформой и складчатым поясом Антарктиды (рис. 50). Бассейн имеет крупные размеры, выполнен мощной толщей пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Наиболее прогнутая его часть занята морем Росса.

К складчато-платформенному типу бассейнов можно отнести еще ряд бассейнов межу зонами разновозрастной консолидации в переходной области, где более древние зоны могут выступать по отношению к более молодым в качестве своеобразных платформ. Последние также иногда рассматриваются в качестве приподнятых или погруженных срединных массивов. Все это придает бассейнам черты складчато-платформенных: они имеют некоторую асимметрию; у них можно наметить аналоги складчатого и платформенного борта. Вместе с тем, эти бассейны несут черты и внутрискладчатых: они имеют узкую, вытянутую форму; оба борта достаточно узки и дислоцированы; нефтеносность приурочена в основном к верхним молассоидным частям разреза, формирование которых тесно связано с ростом складчатой зоны и превращением ее в горное сооружение. Кроме того, из-за слабой изученности подводных частей бассейнов, особенно связанных с погребенными структурными элементами более древней консолидации, диагностика бассейнов представляется делом довольно трудным. Поэтому бассейны, заключенные между разновозрастными складчатыми зонами, относятся нами к типу внутрискладчатых. Сюда же входят бассейны, образованные между складчатыми сооружениями и срединными массивами, имеющими кору континентального типа.

Внутрискладчатые нефтегазоносные бассейны в Тихоокеанском сегменте образуют группу из 35 бассейнов. По особенностям геологического строения бассейны могут быть подразделены на три категории: сформировавшиеся внутри одновозрастных складчатых зон, на стыке двух разновозрастных складчатых зон и на стыке складчатых зон и структур типа срединных массивов. Обычно все эти бассейны сложены толщей мезозоя — кайнозоя мощностью 5—10 км, располагаются на коре преимущественно континентального типа; в рельефе им отвечают или межгорные депрессии, занятые шельфовыми морями, или глубоководные котловины. Бассейны этого типа выделяются в складчатых зонах мезозойского и кайнозойского возраста, развитых в переходных областях сегмента и в краевых частях Азиатского и Американских материков. Внутрискладчатые бассейны для удобства изложения рассмотрены в географической последовательности, начиная с бассейнов Аляски, восточной и юго-восточной Азии и кончая бассейнами Австралии и Америки.

Внутрискладчатые бассейны Аляски связаны с межгорными впадинами и располагаются на стыке срединного массива и мезозойских складчатых сооружений: (бассейн Нортон), внутри мезозойских сооружений (бассейн Бетел), на стыке областей мезозойской и кайнозойской складчатости (бассейн Нушагак) и внутри кайнозойских сооружений (бассейн зал. Кука и Южно-Аляскинский). Западные наиболее погруженные части всех бассейнов заняты водами шельфовых частей Берингова моря или океана и представляют собой вытянутые узкие депрессии, имеющие в осушенной части горное складчатое обрамление.

Бассейн Нортон отвечает одноименному заливу и продолжается на запад в сторону моря и на восток в пределы материка, где выделяется под названием Юкон-Коюкского прогиба. Бассейн с севера ограничен докембрийско-раннепалеозойским срединным массивом Сьюард, уходящим

под Берингов пролив и вновь появляющимся на п-ове Чукотка. Восточное ограничение образовано выступом Хогаул, а южное — зоной мезозойской складчатости, наиболее приподнятая осевая часть которой образует горы Кускоквим, а также кайнозойскими вулканогенными породами. Последние тянутся от Сент-Майкл вдоль побережья зал. Нортон к юго-западу о. Нушивак и далее к о. Св. Матвея. Эта зона поднятий входит в состав свода Нушивак. На северо-западе в акватории бассейн прослеживается до поднятия о. Св. Лаврентия, которое является крайним элементом кайнозойского Чукотского вулканического пояса.

Бассейн Бетел расположен между сводом Нушивак и мезозойскими складками гор Килбук (антиклинорий Гудньюс). На востоке замыкание связано с поднятием гор Кускоквим, а на западе в море — с поднятием о. Прибылова.

Оба бассейна выполнены главным образом терригенно-карбонатными отложениями нижнего и верхнего мела и кайнозоя мощностью до 5—6 км, подстилаемыми породами юры, триаса, и, возможно, верхнего палеозоя. Мезозойские слои собраны в системы умеренных складок.

В разрезе отмечается присутствие битуминозных известняков и сланцев.

Бассейн Нушагак зажат между мезозойским антиклинорием Гудньюс, входящим в складчатую зону Танана, и антиклинорием Талкитна, относящимся к зоне кайнозойской складчатости, распространяющейся на п-ов Аляска. На западе бассейн отвечает Бристольскому заливу и части шельфа Берингова моря. Палеозойский фундамент опущен на глубину до 9 км и перекрыт дислоцированным триасом, терригенной до 6 км толщей юры, континентально-морскими породами мела и образованиями эоцена — миоцена (3—4 км). Имеются указания на наличие нефтепроявлений из отложений миоцена — эоцена в низовьях р. Нушагак.

Промышленная нефтегазоносность приурочена к бассейну зал. Кука (Кук-Инлет), где в настоящее время разрабатываются месторождения на суше и в акватории. Северное ограничение бассейна связано с Алеутским хребтом и горами Чигмит, южное — с антиклинорием о. Кодьяк — п-ова Кенай — гор Чугач, являющихся зонами кайнозойской складчатости.

Фундамент образуют интенсивно дислоцированные породы палеозоя, возможно, и мезозоя. В строении вышележащих отложений можно различить два структурных этажа: нижний — мезозойско-палеоценовый и верхний — эоценово-антропогеновый. Нижний этаж сложен дислоцированными морскими, прибрежно-морскими, реже континентальными, преимущественно терригенными отложениями, а также вулканогенными образованиями. Их общая мощность превышает 15—20 км. Породы верхнего этажа собраны в пологие складки; в их разрезе основную роль играют терригенные морские и прибрежно-морские отложения мощностью в зал. Кука более 7—8 км (рис. 51).

Основные продуктивные горизонты приурочены к песчаникам свиты Хэмлок (палеоцен — эоцен) и Кенай (эоцен). Все месторождения связаны с нарушенными антиклиналями. Залежи пластовые сводовые и пластовые стратиграфически экранированные. В районе зал. Кука к настоящему времени выявлено около 15 месторождений, содержащих

промышленные залежи нефти, газа и конденсата. Наиболее крупными являются месторождения Свенсон-Ривер с разведанными извлекаемыми запасами 27,5 млн. т, морские Мидл-Граунд-Шоул — 26,7 млн. т, Мак-Артур-Ривер — 25,8 млн. т и Грэнит-Пойнт — 22,7 млн. т. Глубины залегания продуктивных горизонтов колеблются от 900 до 4600 м, плотность нефти — от 0,767 до 0,871 г/см³. Притоки нефти и газа получены из среднеюрских песчаников свиты Тукседна на п-ове Шнискин с глубин 1920—2930 м. Потенциальные запасы бассейна оцениваются в 150 млн. т нефти для отложений мезозоя и в 1200 млн. т для отложений кайнозоя.

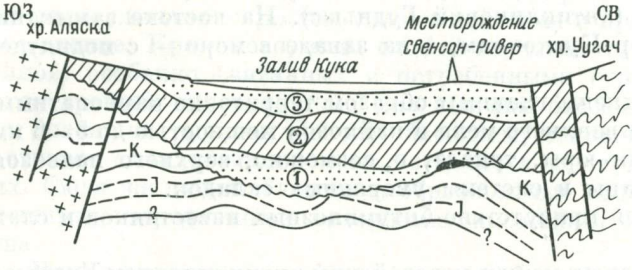


Рис. 51. Разрез бассейна Кука. Отложения свиты Кенай (цифры в кружках):

1 — песчано-конгломератовая свита; *2* — алевролито-угленосная; *3* — верхняя песчаная.

Западнее бассейна зал. Кука расположен внутрискладчатый Южно-Аляскинский бассейн, частично приуроченный к синклинорию Шелехова — Матануска. Большая часть бассейна скрыта водами прол. Шелехова и Тихого океана. С севера бассейн ограничен кайнозойскими складками п-ова Аляска, а с юга — цепью небольших островов (Кодьяк и др.). Бассейн сложен мощной (до 5—8 км) толщей триаса, юры и мела, перекрытой отложениями палеогена и неогена. Признаки нефти и битуминозные породы встречаются в отложениях триаса, юры и мела.

Пять внутрискладчатых бассейнов известно в Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости: Анадырский, Пенжинский, Пусторецкий, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский (Трофимук и др., 1971).

Анадырский бассейн расположен на северо-восточном погружении Корякско-Камчатской складчатой области и отвечает одноименному заливу. Восточное подводное замыкание его остается слабо изученным. Ряд исследователей склонны объединять Анадырский бассейн с бассейнами Нортон и Бетел.

Остальные бассейны приурочены к отдельным межгорным впадинам Корякско-Камчатской области, лишь краевые части их заходят в пределы шельфа Охотского и Берингова моря. Только Восточно-Камчатский бассейн в Кроноцком заливе располагается непосредственно на шельфе Тихого океана.

Все бассейны сложены дислоцированными породами верхнего мела, палеогена и неогена, мощность которых достигает 5—6 км и более. В строении разреза принимают участие осадочно-вулканогенные образования, формировавшиеся как в морских, так и континентальных условиях. Во

всех бассейнах отмечаются различные нефтепроявления. В Анадырском бассейне в континентальной его части открыто газовое месторождение на Восточно-Озерненской антиклинали. Газоносны песчаники миоцена в интервалах глубин от 867 до 1385 м. Насчитывается около 10 продуктивных пластов общей мощностью до 80 м. Начальные дебиты составляли около 200 тыс. м³/сут. Газ на 97% метановый. Кроме того, получены притоки нефти из трещиноватых пород палеогена с глубины 2 км.

Несколько особняком располагается Западно-Камчатско-Охотский бассейн, отвечающий крупной области прогибания на северо-востоке Охотского моря. Бассейн сформировался на стыке трех структурных элементов: кайнозойских складок Камчатки, вулканогенного пояса восточной Азии и Центрально-Охотского срединного массива (Охотоморская плита). Бассейн на северо-востоке заходит в зал. Шелехова, а на западе протягивается приблизительно до поднятия о. Ионы. Бассейн полностью покрыт водами моря, максимальная глубина которого достигает почти 1000 м. На юго-востоке бассейн, возможно, заходит в пределы Камчатки, отвечая Паланской впадине. Однако это предположение требует подтверждения. По А. А. Трофимуку и др. (1971), Паланская впадина объединяется с Пусторецкой в единый Паланский бассейн, замыкающийся в прибрежной части полуострова.

Центральная, наиболее прогнутая часть бассейна отвечает впадинам Тинро и Северо-Охотской, где мощность осадочного разреза достигает 5 км. По аналогии со смежными континентальными частями Камчатки считается, что бассейн сложен мощными отложениями неогена, а также палеогена и верхнего мела. В Паланском прогибе отмечаются нефтепроявления из отложений палеогена.

Следующую группу образуют бассейны, находящиеся в краевых частях Сахалинского и Японского складчатых сооружений. Таких бассейнов внутрискладчатого типа выделяется четыре: Северо-Сахалинский, Сахалино-Хоккайдский, Северо-Япономорский и Западно-Япономорский. Сюда же следует отнести Тайваньский и Тонкин-Сицзянский бассейны. Все бассейны содержат нефтяные и газовые месторождения в отложениях неогена, которые приурочены к антиклинальным складкам. Наиболее перспективными являются участки, занятые водами Охотского, Японского, Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей. Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн отвечает впадине Дерюгина. С востока бассейн ограничен Центральноохотским массивом, а с севера и запада элементами Сахалинского поднятия, Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и подводным продолжением поднятия Шантарских островов. Мощность разреза бассейна оценивается в 7 км, заполнение бассейна началось в конце палеогена. В присахалинской шельфовой части бассейна неогеновые песчано-глинистые отложения смяты в системы антиклинальных складок, которые имеют большие размеры и спокойное строение по сравнению со складками островной части.

На суше в районе г. Охи давно разрабатываются небольшие нефтяные месторождения в отложениях миоцена и плиоцена. Поиски нефти начаты на морских структурах Одоптинской, Окружной. На Одоптинской площади из наклонно направленных скважин были

получены притоки нефти из нижней части окобыкайской свиты. В южной части Астраханской антиклинальной зоны, большая часть которой скрыта под водами Сахалинского залива, недавно открыто многопластовое газонефтяное месторождение Узловое, приуроченное к крупной брахиантиклинали.

Сахалино-Хоккайдский бассейн занимает северо-восточную часть Японского моря и Татарский пролив, Западное ограничение его образовано вулканогенным поясом Сихотэ-Алиня, юго-западное — срединным массивом Ямато, восточное и южное — антиклинориями Западно-Сахалинским на о. Сахалине и Хоккайдо на западе о. Хоккайдо. Западное крыло более пологое, восточное — крутое, что придает бассейну вид краевого прогиба (рис. 52). В строении бассейна принимают участие отложения от верхнемеловых до четвертичных мощностью до 6 км, образующих три

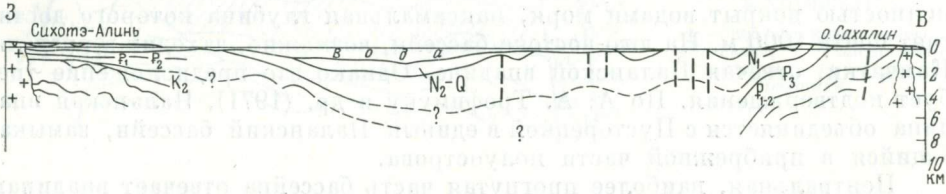


Рис. 52. Разрез северной части (Татарский пролив) Япономорского бассейна (Юнов, 1971).

структурных этажа: меловой, палеоген-нижненеогеновый и плиоцен-четвертичный. Наиболее прогнутые части бассейна у побережья Сахалина выделются как Углегорско-Чеховский прогиб, а на Хоккайдо как геосинклиналь Исикари. Палеогеновый структурный этаж в Исикари-Чеховском прогибе представлен терригенными угленосными породами мощностью до 4 км. До двадцати небольших нефтяных и газовых месторождений обнаружены лишь на Хоккайдо у м. Соя и Саппоро. Наиболее крупными являются Ацума, Исикари, Китами. Продуктивные горизонты приурочены к песчаникам миоцена и плиоцена. Нефтегазопроявления отмечаются на Сахалинском борту бассейна из отложений палеогена.

Северо-Япономорский и Западно-Япономорский бассейны располагаются вдоль побережья Японии и отделены один от другого поперечным поднятием Иото в зоне регионального разлома Большой ров. Оба бассейна со стороны моря ограничены склоном срединного массива Ямато и сложены кайнозойскими отложениями, мощность которых увеличивается в сторону моря, достигая 5 км.

Северо-Япономорский бассейн имеет меридиональную ориентацию и в пределы суши заходит целой системой небольших впадин, иногда называемых бассейнами. Различают с севера на юг впадины Аомори, Акита, Ямагата, Ниигата, Нагана. Основной продуктивный горизонт — песчаники и туфы миоцена и плиоцена на антиклинальных поднятиях. Наиболее крупные нефтяные месторождения Ябасе (12 продуктивных горизонтов на глубинах от 50 до 1000 м и от 1200 до 2500 м), Курокава

(дебиты достигают 1,5 тыс. т/сут), Инкай и др. На долю самого крупного газового месторождения приходится 70% добычи газа Японии. Извлекаемые запасы составляют 70 млрд. м³. На прибрежном шельфе бассейна открыто шесть морских нефтегазовых месторождений. На месторождении Сарукава глубина залегания продуктивного горизонта 1,5 км. Суммарная добыча нефти бассейна составляет около 0,7 млн. т в год.

Западно-Япономорский бассейн имеет широкую ориентировку, занимает южную часть Японского моря и Цусимский пролив. Впадины Тойяма, Шинджи захватывают северную часть о. Кюсю. Небольшие газовые скопления известны на о. Кюсю в районе Цукубу и Токасима. Кроме Северо-Япономорского и Западно-Япономорского бассейнов можно выделить еще ряд небольших внутрискладчатых бассейнов, краевые части которых отвечают островам Кюсю, Сикоку, Хонсю, имеющим аналогичное строение, но меньшие размеры.

Тайваньский бассейн располагается между зоной мезозойской складчатости южного материкового Китая и кайнозойским складчатым горным сооружением Тайваня и его подводными продолжениями на юг в сторону Филиппин и на северо-восток в сторону Японии. Центриклинальные окончания бассейна не изучены. Можно предполагать, что на юге бассейн замыкается на северо-западе филиппинского о. Лусон. Бассейн занимает шельф и юго-западную часть Восточно-Китайского моря и Тайваньского пролива, шельф и глубоководную впадину северо-востока Южно-Китайского моря. Бассейн напоминает по своей структуре Сахалино-Хоккайдский. Наиболее изученной является осушенная часть бассейна в пределах западного Тайваня, где выделяется крупный прогиб шириной до 50 км, сложенный терригенной (10 км) толщей неогена, собранной в узкие антиклинальные складки. На острове открыто более 10 нефтяных и газовых месторождений. Наиболее крупными нефтяными месторождениями являются Чиншу, Чутонг, Чухуангкенг, Чутоучи и газовое — Тунджичао. Продуктивные горизонты миоцена и плиоцена залегают на глубинах от 2,8 до 4,2 км. Интенсивные поиски ведутся в акваториальной части бассейна.

Небольшой широтно ориентированный Тонкин-Сицзянский бассейн прослеживается на северо-западном шельфе Южно-Китайского моря от дельты р. Красная вдоль побережья ДРВ и КНР до дельты р. Сицзян. С севера и юга бассейн ограничен мезозойскими складками материка и о. Хайнань. Строение бассейна не изучено.

Большую группу образуют бассейны в пределах складчатых сооружений Зондских островов. Они приурочены к межгорным впадинам кайнозойских и мезозойских складчатых сооружений и к стыку складчатых зон с срединными массивами.

Бассейны в пределах Зондской плиты (Калимантан-Меконгский, Тайландский, Явано-Калимантанский) заняты шельфовыми морями, а за ее пределами (Сулу-Палаванский, Сулавеси, Банда) — глубоководными морями с корой океанического типа. Промежуточное положение занимают бассейны Андаманский, Центрально-Индонезийский и Вогелкоп, в которых только центральные сравнительно глубоководные участки дна имеют океаническую кору. Все бассейны выполнены мощными (до

10 км) осадочными толщами преимущественно неогена и палеогена, смятыми в крупные антиклинальные складки. В большинстве бассейнов открыты нефтяные и газовые месторождения, часть из которых располагается в акватории.

Калимантан-Меконгский бассейн — один из наиболее крупных в западной части Зондской плиты. Он представляет собой крупное осадочно-породное тело, заключенное между массивами Наньшацюньдао и Индосинийским — на востоке и мезозойско-кайнозойской складчатой зоной, тянущейся из западной части Индокитая через погребенное поднятие Хорат-Семитау на складчатое горное сооружение центрального Калимантана — на западе. Бассейн поперечным поднятием Консон делится на две части; северную, отвечающую дельте Меконга и прибрежным частям Вьетнама, и южную, включающую северный Калимантан и смежные части Южно-Китайского моря.

Поиски нефти ведутся как в континентальных, так и в морских наиболее перспективных районах бассейна, где пробурен ряд глубоких скважин к востоку от о. Натуна. Нефтяные и газовые месторождения располагаются в прогибе Саравак — Бруней. Наиболее крупные морские нефтяные месторождения — Мири, Серия, Джерудонг, Чемпион и газовые — Ампа, Западный Лутонг. Продуктивны песчаники верхнего миоцена и плиоцена на глубинах от 1 до 2,7 км. Плотность нефти колеблется от 0,86 до 0,94 г/см^3.

Таиландский бассейн располагается в Сиамском заливе между складчатыми зонами Индокитая и Малаккского полуострова. Южное ограничение связано с поднятием островов Анамбас. В бассейне ведутся интенсивные поисково-разведочные работы. В прибрежных водах Малайи уже пробурено более 10 скважин глубиной 2—3 км. В 1972 г. из скважины, расположенной на крупном поднятии в 362 км к северо-востоку от г. Сингапура, был получен газ. Глубина воды 75 м. Скважина прошла 3,3 км. Продуктивные третичные песчаники в интервале 1572—1597 м.

Яванско-Калимантанский бассейн отвечает Яванскому морю и прибрежным частям южного Калимантана (впадина Барито), северной Явы (прибрежная впадина) и восточной Суматры. Мощная неоген-палеогеновая толща смята в антиклинальные складки, к которым приурочены более 50 нефтяных месторождений Явы и Калимантана. На Яве наиболее крупными являются месторождения Лидах, Кавенган, Джатабаранг, Синданг, на Калимантане — Танжунг и др. Несколько месторождений открыто в акваториальной части бассейна (Цинта и др.). Продуктивны песчаники миоцена и эоцена на глубинах до 2—3 км. Плотности нефти меняются от 0,81 до 0,91 г/см^3.

Яванско-Калимантанский бассейн располагается в одной зоне с однотипными нефтегазоносными бассейнами континентальным Суматринским и аквальным Андаманским. Суматринский бассейн, занимающий межгорную впадину Суматры, здесь не рассматривается. Андаманский (Ирравадийско-Андаманский) нефтегазоносный бассейн включает на севере впадину р. Ирравади в Бирме, а на юге — небольшую впадину на северной оконечности о. Суматры (Индонезия). Обе эти впадины раскрываются в сторону Андаманского моря, соответствующего централь-

ной, наиболее прогнутой части бассейна. С востока бассейн ограничивается зоной мезозойской складчатости Малаккского полуострова; на западе ограничением бассейна служат складчатые сооружения Бирманско-Яванской кайнозойской дуги, протягивающейся от хр. Аракан-Йома на севере через Андаманские и Никобарские острова на Суматру. Рассматриваемый бассейн представляет собой крупную асимметричную впадину, осевая часть которой смещена на запад, где и фиксируются наибольшие (более 10 км) мощности выполняющих бассейн осадочных мезозойско-кайнозойских образований. Нефтяные и газовые месторождения известны пока лишь в континентальных частях бассейна, где они связаны с брахиантиклинальными складками, обычно нарушенными разрывами. Месторождения, как правило, группируются в зоны нефтегазонакопления, связанные с линейными зонами поднятий. Скопления нефти и газа приурочены к олигоценовым, миоценовым и плиоценовым отложениям. Коллекторские горизонты представлены преимущественно песчаниками. Залежи относятся к пластовому сводовому и пластовому тектонически экранированному типам. В акваториальной части бассейна еще не выявлены месторождения нефти и газа, однако общегеологические предпосылки позволяют рассматривать территорию бассейна, находящуюся под водами Андаманского моря, как весьма перспективную. Морское бурение ведется в зал. Моутама у берегов Бирмы и на юге в Малаккском проливе, где в скважине Сунган с глубины 1 км получен промышленный приток газа.

Бассейны восточных районов Зондского архипелага отличаются большой общностью строения и нефтегазоносности. Все они связаны с глубоководными межгорными котловинами, сложены мощным разрезом неогеновых отложений, обрамлены кайнозойскими складчатыми сооружениями островных дуг. Нефтегазоносность этих бассейнов известна в их краевых прибрежных морских и осушенных частях.

Бассейн Сулу-Палавн заходит на западе в пределы о. Калимантан, а на востоке ему отвечают острова Панай, Себу и другие центральной части Филиппинского архипелага. На о. Себу отмечаются разнообразные нефтепроявления и выходы асфальта в породах олигоцена и миоцена, а также три небольших нефтяных месторождения Редеко, Алегрия и Майя. Продуктивны песчаники миоцена неглубокого залегания.

Бассейн Сулавеси отвечает впадине нижнего течения р. Каян. Нефть обнаружена в западной части бассейна на островах Таракан и Бунью, представляющих крупные сводовые поднятия. На о. Таракан открыты месторождения Памузиан, Джуата, Сесаниг. Продуктивны 15 песчаных горизонтов плиоцена на глубинах от 50 до 1130 м. В верхних горизонтах нефть имеет плотность 0,93 г/см^3, в нижних — значительно меньше. На месторождении Бунью нефтеносны два горизонта в миоценовых слоях.

Центрально-Индонезийский бассейн расположен между Калимантаном, Сулавеси и Яванской островной дугой и занят водами Макасарского пролива и моря Бали. Граница с Яванско-Калимантанским бассейном проводится по приподнятой зоне от о. Мадуро до южного окончания Калимантана. Нефтяные месторождения известны на северо-западе в береговой зоне Калимантана и на о. Лаут. Наиболее крупными являются Санпата,

Самаринда, Санга-Санга, Самбоджа, Баликпапан и на о. Лаут — Котабару и Стаджен. Продуктивны песчаники миоцена на глубинах до 750 м на нарушенных антиклинальных складках. На шельфе восточного Калимантана открыто месторождение Аттака. Восемь нефтегазоносных горизонтов залегают на глубине от 0,9 до 2,3 км.

Бассейн Вогелкоп (Западно-Новогвинейский) занимает сложно построенную впадину, расположенную между Молуккскими островами, о. Серам и о. Мисоол и горами п-ова Вогелкоп. Нефтяные месторождения известны на п-ове Вогелкоп (Кламоно, Васиан, Могон) и на о. Серам (Ламун-Ниеф и Була). Нефтеносны отложения миоцена на севере и плиоцена на юге на антиклинальных складках, разбитых нарушениями на глубинах до 1000 м. Нефть плотностью 0,80—0,94 г/см³. Поиски ведутся в морской части бассейна, где уже пробурено несколько скважин.

Рис. 53. Разрез южной части бассейна Кораллового моря (Юинг, Хавкинс и Людвиг, 1970).

К категории внутрискладчатых бассейнов можно отнести и бассейн Кораллового моря, имеющий и черты периокеанического. Бассейн отвечает Коралловому морю и ограничен с севера складчатыми зонами Папуа и архипелага Луизиада и островов Реннелл, с запада — складчатыми зонами Австралии, с юга — погребенным континентальным блоком Квинсленд, выраженным в рельефе подводным плато с островами Уиллис и Трегросс. Предполагается, что плато Квинсленд представляет структуру древней домезозойской консолидации, перекрытую маломощными кайнозойскими слоями.С юго-востока и востока бассейн замыкается окончанием поднятия хр. Лорд-Хау. Большая часть бассейна представляет абиссальную котловину с корой океанического типа. В краевых частях выделяются поднятия Восточного плато, плато Папуа и др. Северо-восточное окончание бассейна — впадина Папуа на Новой Гвинее. В строении впадины принимают участие терригенные и карбонатные отложения перми, триаса, юры, мела, палеогена и неогена. Разрез центральной части бассейна, по сейсмическим данным, представлен слоями со скоростями 4,3—4,6; 2,6—3,3; 2,1—2,5 км/с. Его мощность превышает 5 км (Gardner, 1970). Осадочные породы палеогенового и неогенового возраста (рис. 53).

Во впадине Папуа открыто несколько газовых месторождений антиклинального типа: Куру, Бвата, Барикева, Нехи и газонефтяное Пури.

Продуктивны песчаники нижнего мела и известняки нижнего миоцена на глубине 1,4—2,3 км (рис. 54).

Отдельную своеобразную группу, приближающуюся к периконтинентально-складчатому типу образуют бассейны восточного побережья Австралии. Все они приурочены к небольшим межгорным впадинам, преимущественно мезозойского и палеозойского складчатых сооружений, замыкающимся в шельфовой зоне Кораллового и Тасманова морей. С севера на юг выделяются бассейны Маккей, Мэриборо, Кларенс, Сидней, Гипсленд, сложенные отложениями мезозоя — кайнозоя небольшой мощности. Со стороны моря бассейны ограничены блоковыми выступами континентального типа. Наиболее изученным является бассейн Гипсленд, имеющий широтную ориентировку. Со стороны суши бассейн ограничен палеозойскими складчатыми сооружениями Австралийских Кордильер, со стороны моря замыкание образовано погребенным поднятием. В поперечном разрезе бассейн представляет грабенообразную впадину (рис. 55). Бассейн сложен континентальными граувакками нижнего мела (3 км), морскими терригенными породами верхнего мела и эоцена (4,5 км), карбонатными аргиллитами, мергелями и известняками олигоцена и миоцена (2 км), перекрытыми плиоцен-четвертичными слоями мощностью 300 м (James, Evans, 1971). Отложения образуют пологие антиклинальные поднятия платформенного типа, формирование которых обусловлено блоковыми движениями фундамента. Основные месторождения бассейна открыты на шельфе бассейна. Это нефтяные Кингфиш и Халибут, газонефтяные Барракута и Мерлин, газовое Снайпер. Продуктивны песчаники эоцена и верхнего мела на глубинах от 1 до 2,8 км. На месторождении Халибут нефть с глубины 2,3 км имеет плотность 0,806 г/см^3.

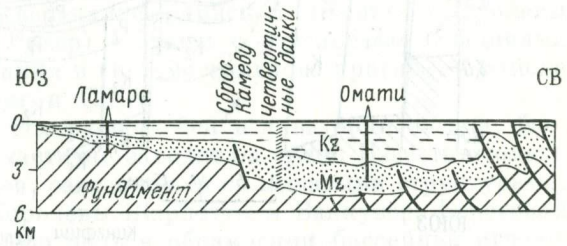


Рис. 54. Разрез бассейна Кораллового моря, Залив Папуа (Cmar, 1964).

Несколько небольших нефтегазоносных бассейнов внутрискладчатого типа выделяется на Американском побережье Тихого океана. Это бассейн Продольной долины в Чили, Калифорнийского залива и Пьюджет-Фрезер. Два первых бассейна занимают протяженные межгорные впадины. Они представлены ограниченным по мощности (около 3 км) разрезом мезозоя — кайнозоя. В бассейне Продольной долины отмечаются нефтегазопроявления из эоцена. Бассейн Пьюджет-Фрезер, в котором выявлено незначительное по запасам газовое месторождение, приурочен к межгорной впадине в системе Берегового хребта на границе США и Канады. Он охватывает зал. Пьюджет и прол. Джорджия, отделяющий о. Ванкувер от материка, и узкую полосу прилегающей суши. Фундамент бассейна, видимо, мезозойский. Осадочное выполнение представлено кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями. Единственное месторождение Беллингхет расположено на берегу близ устья р. Фрезер.

Газоносны линзообразные песчаные коллекторы плейстоценового возраста, залегающие на небольшой глубине.

Периконтинентально-складчатые бассейны развиты только вдоль американского побережья Тихого океана, хотя, возможно, они будут обнаружены также и у побережья Антарктиды. По географическому положению они могут быть разделены на пять групп: Южно-Аляскинская — бассейн Сент-Элиас; Ванкуверско-Северокалифорнийская — бассейны Королевы Шарлотты, Вашингтонский и Ил-Ривер (Джорджа);

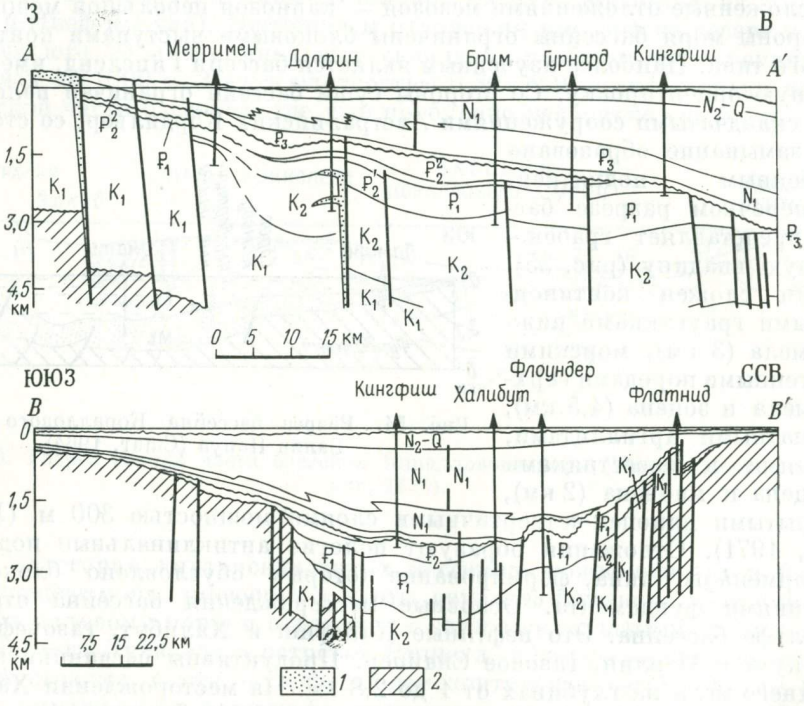


Рис. 55. Разрезы бассейна Гипсленд (Джеймс, Эванс, 1970).

1 — интрузии; *2* — фундамент.

Южно-Калифорнийская — бассейны Салинас-Каяма, Санта-Мария-Вентура и Лос-Анжелес; Центрально-Американская — Гватемальский прибрежный бассейн, и Северо-Андийская, объединяющая бассейны Отрато-Каука и Гуаякильский (Прогрессо).

Общим для всех бассейнов является их приуроченность к прогибам в краевой части мезозойско-кайнозойских складчатых сооружений Кордильер и Анд. Значительные части большинства бассейнов расположены в акватории Тихого океана и имеют подводное ограничение. Наземное обрамление, как правило, горное. С большинством из них связана промышленная нефтегазоносность.

Бассейн Сент-Элиас (Якатага-Каталла) на суше с севера ограничен антиклинорием, выраженным горами Чугач и хр. Врангеля. Южное

ограничение располагается под водами Аляскинского залива. Бассейн сложен меловыми и кайнозойскими преимущественно морскими отложениями, мощность которых в акваториальной части превышает 7—8 км. Отложения смяты в крутые складки, интенсивно разбитые разрывами, протягивающимися параллельно горным цепям.

В наземной части бассейна еще в 1902 г. было открыто небольшое по запасам месторождение Каталла. Нефть заключена в трещинных песчаниках и алевролитах плиоцен-миоценового возраста на глубинах 110—530 м. В процессе дальнейшей разведки на суше было пробурено более 70 скважин, которые обнаружили в разрезе около 40 коллекторских пластов. В некоторых горизонтах были получены газопроявления. Ожидается, что с удалением от берега сложность строения уменьшается, что рассматривается в качестве благоприятного фактора при оценке перспектив нефтегазоносности морской части бассейна (Scott, 1971).

Бассейны Ванкуверско-Северокалифорнийской группы (Королевы Шарлотты, Вашингтон и Ил-Ривер) связаны с отдельными впадинами Притихоокеанской зоны опускания в системе тыльного прогиба, в районе сочленения Кордильер Канады и США.

Бассейн Королевы Шарлотты расположен в акватории океана, бассейны Вашингтон и Ил-Ривер частично заходят на сушу. Известно только восточное обрамление бассейнов, связанное со складчатыми структурами, проходящими через острова Королевы Шарлотты и Ванкувер, Береговой хребет и горы Кламат. Большую роль в обрамлении бассейнов играют разломы. Так, крупное нарушение ограничивает антиклинорий островов Королевы Шарлотты и Ванкувер со стороны океана. Продольное разделение бассейнов Вашингтон и Ил-Ривер связано с диагональной зоной нарушений Бланко. Южное морское ограничение бассейна Ил-Ривер определяется широтным разломом Мендосино. Океаническое обрамление бассейнов не изучено и условно проводится вблизи внешней кромки материкового подножья.

Фундамент бассейнов образован сложным комплексом метаморфических, осадочных и вулканогенных пород триаса, юры, мела и, по-видимому, раннего палеогена (рис. 56). Осадочный чехол представлен слабо дислоцированными породами кайнозоя, в основном неогена, состоящими из чередования песчаников, алевролитов, глин с прослоями углей. Песчаники отличаются высокой пористостью и низкой проницаемостью. В акваториальной части бассейна Вашингтон преобладают глубоководные отложения с подчиненным значением песчаных горизонтов в разрезе. Глины характеризуются низким содержанием органического вещества. По данным бурения, мощность осадочного чехла в бассейне Королевы Шарлотты 2,5—5,2 км, в бассейне Вашингтон 2,5—4 км, а в бассейне Ил-Ривер более 4 км. В акваториальных частях бассейнов сейсморазведкой выявлены многочисленные высокоамплитудные, крупные антиклинали, достаточно простого строения.

Признаки нефтегазоносности установлены во всех трех бассейнах. В бассейне Вашингтон береговая скважина на площади Медина вблизи Оушн-Сити давала приток нефти 31,8 т/сут из нижнемиоценовых песчаников. Многочисленные нефтегазопроявления получены в морских

скважинах в северной части бассейна у берегов о. Ванкувер. Здесь же выявлена одна промышленная залежь газа. Перспективными рассматриваются отложения плейстоцена, верхнего миоцена и свиты Хох-брекчия миоценового или более древнего возраста. В бассейне Ил-Ривер известно одно месторождение на суше, содержащее незначительную газовую залежь в песчаниках серии Вайлдкет плиоцена на глубинах около 1600 м. Нефтегазопроявления в морских скважинах отмечались в бассейне Королевы Шарлотты.

Южно-Калифорнийские бассейны (Лос-Анжелес, Санта-Мария-Вентура и Салинас-Каяма) приурочены к отдельным впадинам Притихоокеанской зоны кайнозойских опусканий и складчатости к западу от

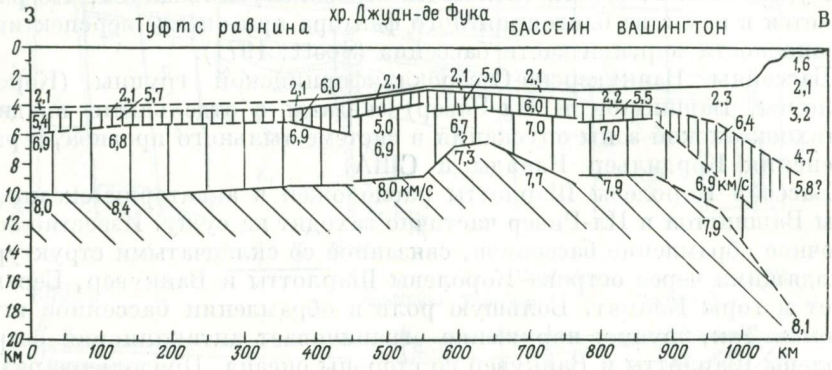


Рис. 56. Разрез бассейна Вашингтон.

Береговых хребтов. Все бассейны раскрываются в океан. Их наземное обрамление связано с антиклинорной структурой Береговых хребтов. Поперечное разделение бассейнов Лос-Анжелес и Санта-Мария-Вентура представлено субширотным поднятием Поперечного хребта. Структуры этого хребта, распространяющиеся почти под прямым углом к господствующему простиранию Береговых Кордильер, лежат на продолжении крупной зоны широтных разломов Меррей в Тихом океане.

Рельеф дна прибрежной части океана характеризуется интенсивной расчлененностью и напоминает рельеф прилегающей суши. Здесь выделяются многочисленные подводные возвышенности и впадины, характеризующиеся перепадом высот в несколько километров. Как указывалось, подобные области получили в американской литературе наименование бордерленда.

Фундамент бассейнов в основном юрский, местами позднемеловой и даже возможно раннепалеогеновый. Его наиболее древний комплекс сложен метаморфическими сланцами и интрузивными породами верхнепротерозойского, палеозойского и триасового возраста. Верхний комплекс фундамента образован францисканской серией, сложенной типичной эвгеосинклинальной толщей, включающей отложения поздней юры, раннего мела, а возможно, и более молодые образования. Имеются указания на то, что в бассейне Лос-Анжелес этот комплекс включает также

породы позднего мела — раннего миоцена, а в бассейне Салинас-Каяма меловые отложения.

Осадочный чехол в основном представлен мощными толщами миоценовых, плиоценовых и плейстоценовых кластических отложений. Лишь в южной части бассейна Санта-Мария-Вентура, во впадине Вентура, существенную роль играют позднемеловые и палеогеновые образования. В других бассейнах эти отложения либо вовсе отсутствуют, либо представлены маломощными базальными горизонтами, носящими характер переходных к фундаменту слоев. В разрезе миоцена — плейстоцена преобладают песчано-глинистые образования типа нижней морской молассы с подчиненным значением континентальных отложений. Часто карбонатные породы очень редки. Фациальный состав и мощности осадочного выполнения подвержены резким изменениям по площади, что связано с упомянутым интенсивным расчленением фундамента. Для относительно поднятых частей бассейнов характерна мощность осадочного комплекса 500—1500 м. Максимальная общая мощность для погруженных частей составляет в бассейне Лос-Анжелес около 18 км, в Вентура — 15 км, в Салинас — Каяма более 10 км.

Структура осадочного выполнения характеризуется большой сложностью. Отложения смяты в крупные, иногда опрокинутые складки, энергично нарушенные продольными и поперечными разрывами различной амплитуды. Локальные поднятия, как правило, группируются в выдержанные структурные зоны значительной протяженности. Большую роль в структуре бассейнов играют тектонические нарушения. Элементы обрамления бассейнов чаще всего ограничены разломами, в связи с чем сами бассейны нередко имеют вид грабенов. Наиболее крупным является глубинный разлом Сан-Андреас, протягивающийся с северо-запада на юго-восток от м. Мендосино до вершины Калифорнийского залива.

Южно-Калифорнийские бассейны, особенно Лос-Анжелес, принадлежат к числу богатейших нефтегазоносных районов Америки. Основная нефтегазодобыча связана с наземными частями бассейнов, однако в последние годы открыт ряд крупных месторождений в прол. Санта-Барбара бассейна Санта-Мария-Вентура. Основные продуктивные горизонты на суше приурочены к плиоценовым и миоценовым отложениям, из которых добывается около 90% всей нефти. Меньшее значение имеют палеогеновые (эоценовые) и совсем незначительное — меловые образования. Коллекторы представлены в основном песчаными породами. В бассейне Санта-Мария-Вентура большое значение имеют трещиноватые породы: аргиллиты, сланцы, кремнистые известняки. На некоторых месторождениях продуктивны изверженные и метаморфические породы фундамента.

Месторождения связаны с антиклинальными складками. Преобладают залежи пластовые сводовые, реже встречаются пластовые экранированные выклиниваниями, несогласиями и разрывами. Характерна очень большая мощность продуктивной части разреза, иногда превышающая 1500 м. Как правило, месторождения многопластовые. В отдельных районах в толще миоцен-плиоценовых отложений выделяется до 22 самостоятельных продуктивных зон, разделенных достаточно мощными глинистыми разделами. Каждая зона в свою очередь состоит из чередования

многочисленных маломощных проницаемых и слабопроницаемых пластов, образующих иногда единые в гидродинамическом отношении резервуары.

В пределах наземной части Южно-Калифорнийских бассейнов насчитывается несколько сот нефтегазовых месторождений, но более половины всей добываемой здесь нефти обеспечивают 15 крупнейших месторождений, таких как Вентура-Авеню, Санта-Фе-Спрингс, Медуэй, Кетлман-Хиллс, Коалинга, Лонг-Бич и др.

Морские месторождения известны во впадине Санта-Барбара, расположенной в южной части бассейна Санта-Мария-Вентура и на акваториальном продолжении бассейна Лос-Анжелес. Большое число месторождений лишь частично располагается под водами океана. Наиболее крупным из морских месторождений является Дос-Куадрос, открытое в прол. Санта-Барбара в 1968 г. Его разведанные запасы превышают 13 млн. т, а добыча — 8 тыс. т/сут. Месторождение приурочено к обширной нарушенной антиклинали. Нефтеносны песчаники свиты Репетто нижнего плиоцена, в разрезе которой установлено 15 продуктивных горизонтов, залегающих на глубинах 900—1200 м. Мощность горизонтов колеблется от единиц до 17 м, пористость изменяется от 25 до 40%, проницаемость от единиц до 50 миллидарси, плотность нефти от 0,849 до 0,943. Другим крупным месторождением в прол. Санта-Барбара является Хамбл, в пределах которого выявлено пять нефтесодержащих горизонтов в интервале глубин от 2170 до 3720 м. Начальные дебиты нефти колебались от 123 до 822 т/сут. Скважины пробурены при глубине дна 310 м. Всего в прол. Санта-Барбара обнаружено более 10 нефтяных и газовых месторождений, полностью расположенных в акватории.

В бассейне Лос-Анжелес известно одно морское месторождение Бельмонт с начальными извлекаемыми запасами около 10 млн. т. Кроме того, часть добычи гигантского месторождения Уилмингтон (начальные извлекаемые запасы 360 млн. т) осуществляется морскими скважинами. Начальные разведанные запасы нефти морских месторождений южно-калифорнийских бассейнов оцениваются в 300 млн. т, газа — в 42,5 млрд. м³ (Калинко, 1969).

Из других бассейнов рассматриваемого типа промышленная нефтегазоносность связана лишь с Гуаякильским (Прогрессо) бассейном, приуроченным к обширной сложно построенной внутригеосинклинальной впадине, ступенчато погружающейся по системе разломов в Тихий океан. С востока и юго-востока бассейн ограничен Западной Кордильерой, сложенной домеловыми, частично палеозойскими, метаморфизованными породами, на значительной площади перекрытыми миоценовыми и четвертичными эффузивами и меловыми толщами, иногда прорванными интрузиями. С северо-востока бассейн условно ограничивается Кордильерой де Чонгон, сложенной палеоценовыми, верхнемеловыми и частично юрскими осадочными и эффузивными породами. Фундамент бассейна представлен метаморфическими и изверженными образованиями раннепалеозойского возраста на севере и каменноугольного на юге. Фундамент раздроблен на отдельные небольшие по размерам блоки. Бассейн выполнен кайнозойскими и меловыми породами, мощность которых колеблется от нескольких сот метров на поднятых блоках до 6—7 км и более в опу-

щенных. Кайнозойские и верхнемеловые отложения в основном представлены терригенными, а нижнемеловые — карбонатными породами. Бурение в акваториальной части бассейна показало, что разрез до глубины 5185 м сложен тонкообломочными разностями.

В бассейне в настоящее время выявлено более 30 нефтяных месторождений, часть из которых располагается в море в непосредственной близости от берега. Основными продуктивными горизонтами являются песчаники эоцена, меньшее значение имеют меловые и миоценовые отложения. Большинство месторождений связано с нарушенными антиклиналями, приуроченными к поднятым блокам фундамента. Встречаются месторождения моноклинального типа в зонах разломов. Залежи пластовые сводовые нарушенные, а также экранированные разрывами, выклиниванием и срезанием природных резервуаров.

Основные месторождения расположены в южной — перуанской части бассейна, обеспечивающей около 90% всей добычи. Здесь же находятся и все известные морские месторождения. В 1970 г. на перуанском шельфе добывалось 3400 т/сут нефти, что составляло около 30% общей добычи страны. Продуктивные горизонты на морских месторождениях залегают на глубинах от 500 до 2000 м.

Первые положительные результаты в море получены в северной эквадорской части бассейна. Скважина, пробуренная в 40 км от берега, при глубине моря 40 м, вскрыла продуктивные газоносные отложения в интервалах 3125—3130 и 3055—3059 м. Первоначальные дебиты составляли соответственно 1,2 и 2,8 млн. м^3/сут. Последующее бурение показало, что в пределах этой площади промышленно газоносные песчаники развиты в интервале глубин 2894—3142 м.

Периокеанические бассейны Тихоокеанского сегмента образуют группу из 16 бассейнов. Эта группа по особенностям строения занимает промежуточное положение между бассейнами внутрискладчатого и периконтинентально-складчатого типа. К первым тяготеют периокеанические бассейны, сопряженные с современными геоантиклиналями островных дуг со стороны материка (внутренние), ко вторым — бассейны, сопряженные с дугами со стороны океана (внешние). Бассейны рассматриваемого типа протягиваются вдоль внешнего края Тихоокеанской переходной области. Они выделяются у Алеутской островной дуги (бассейны Алеутский, или Центрально-Беринговоморский, Командорский, Бауэрс), Курильской дуги (Южно-Охотский, Курило-Камчатский, Южно-Курильский), Японии (Канто, Хонсю, Южно-Япономорский, Симосимо), дуги Нансей (Рюкю), Новой Гвинеи (Иррианский, Новогвинейский), дуги Тонга (Тонга), Новой Зеландии (Северо-Новозеландский, Баунти). Изучение бассейнов периокеанического типа только начинается. Возможно, что помимо выделенных бассейнов будут выявлены и другие. Бассейны рассматриваемого типа представляют вытянутые прогибы, формирующиеся в зоне сочленения структуры островных дуг с океаническими плитами или глубоководными котловинами с корой океанического типа.

Бассейны Алеутский, Бауэрс и Командорский отвечают глубоководным одноименным котловинам Берингова моря. Внутренними разделами служат поднятия Бауэрс и Ширшова, у которых на базальтовый

слой (скорости 6,0 км/с) ложатся маломощные осадочные образования (рис. 57, 58). Внешние границы бассейна образованы Алеутско-Командорской островной дугой и кайнозойскими складками Камчатки, а также погребенной зоной поднятий, прослеживающейся вдоль континентального склона от м. Наварин через острова Прибылова до о. Унимак.

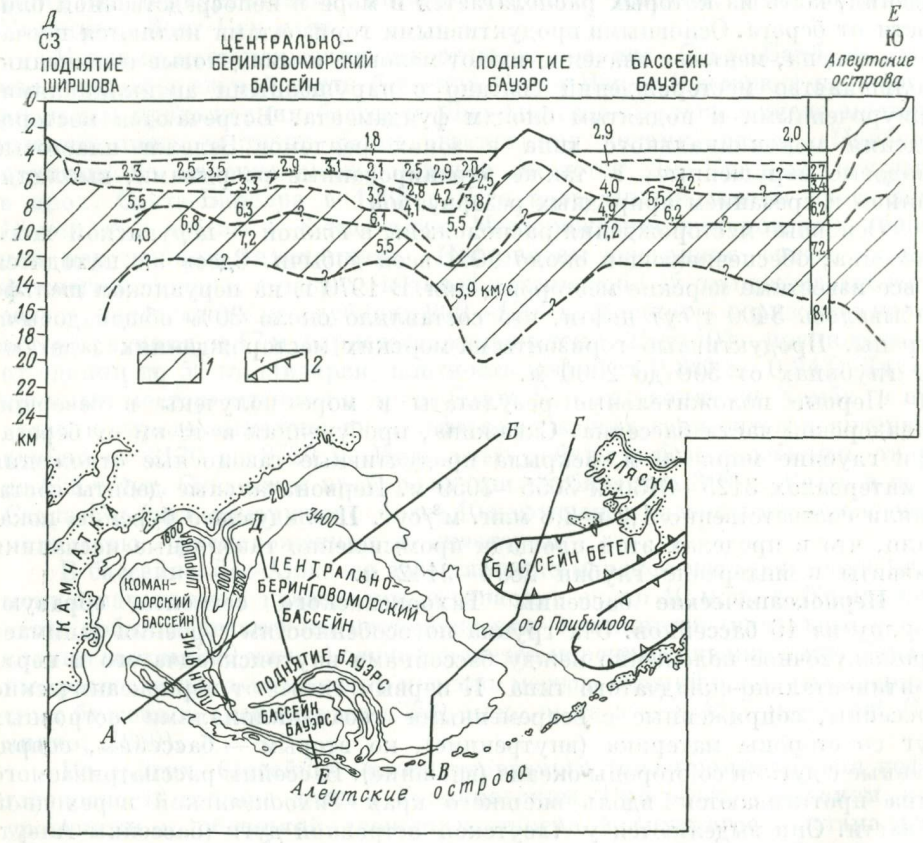


Рис. 57. Строение бассейнов южной части Берингова моря (Ludwig и др., 1971).
1 — фундамент; *2* — границы бассейнов.

Бассейны сложены мощной осадочной толщей в 5—9 км со скоростями в 2,1; 2,9; 3,7; 4,2 км/с (Удинцев, 1972). Командорский и Алеутский бассейны заходят в краевые части Камчатки, где образуют соответственно узкие Хатырский и Олюторский прогибы. В прогибах развита мощная толща олигоцена, миоцена, плиоцена, с которыми связаны многочисленные признаки нефтегазоносности (Трофимук и др., 1971).

Южно-Охотский бассейн отвечает глубоководной котловине Охотского моря. Замыкание бассейна на северо-востоке происходит на юго-западном побережье Камчатки (Западно-Камчатский прогиб), а на юго-

западе приурочены к периклинальному погружению Сахалинского антиклинория (прогибы заливов Терпения и Анива). На севере граница бассейна проводится по склону Центрально-Охотского поднятия. Бассейн сложен толщей (12 км) кайнозойских отложений, с которыми в пределах Западно-Камчатского прогиба связаны разнообразные и обильные нефтегазопроявления.

С внешней стороны Курило-Камчатской дуги выделяются два бассейна: Курило-Камчатский и Южно-Курильский, представляющие собой узкие прогибы, заполненные толщей (10 км и более) кайнозойских осадков. Внутренняя граница бассейнов совпадает с Большой Курильской

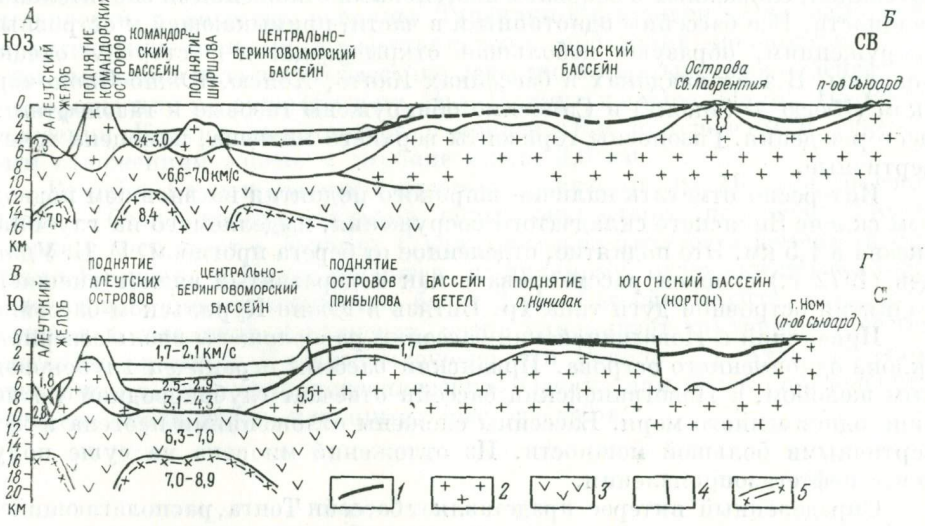


Рис. 58. Разрезы бассейнов Берингова моря (Бурлин и др., 1972).

1 — акустический фундамент; *2* — гранитный слой; *3* — базальтовый слой; *4* — разрывы; *5* — поверхность Мохоровичича.

грядой, являющейся вулканической и не имеющей гранитного слоя. Внешняя граница проводится по оси глубоководного Курило-Камчатского желоба, в пределах которого происходит выклинивание мощного слоя консолидированных пород. В качестве внутренней зоны поднятий следует рассматривать систему внешних подводных хребтов (Витязь, Малые Курильские острова), имеющих глыбово-складчатую структуру, а также гранитный слой в фундаменте (Удинцев, 1972).

Бассейны в продольном направлении замыкаются участками поперечных воздыманий. Южно-Курильский бассейн на западе заходит в пределы Центрального прогиба Хоккайдо. По данным Э. Г. Жильцова (1970 г.), А. Я. Табоякова и И. И. Тютрина (1972 г.), Южно-Курильский бассейн между островами Кунашир — Итуруп — Шикотан представляет синклинальный асимметричный прогиб шириной до 100 км с углами наклона крутого северо-западного крыла до 5°, на общем фоне которого намечаются пологие антиклинали и синклинали с углами наклона до 10°. На долю

неоген-четвертичной толщи (скорость 1,5—2,0 км/с) приходится до 3,5 км мощности разреза, на долю части разреза со скоростями 3,6—5,0 км/с — на восточном склоне хр. Витязь — до 5 км. Мощность с запада на восток увеличивается от 0,5 до 3,5—5 км. При бурении до глубин 760 м на Тихоокеанском побережье о. Кунашир в гидротермальных водах установлено присутствие нефтяных углеводородов. Воды хлоридно-натриево-кальциевые с общей минерализацией до 26 г/л. Кроме того, на западном окончании бассейна на о. Хоккайдо в районе Кусиро известно газовое месторождение.

Во внешней зоне Японии и островной дуги Нансей известно несколько бассейнов, сложенных в основном неогеновыми отложениями значительной мощности. Все бассейны однотипны и в части, примыкающей к островным сооружениям, образуют небольшие открывающиеся в сторону океана впадины. В этих впадинах в бассейнах Канто, Хонсю, Южно-Япономорском (Кюсю — Сикоку) и Симосимо обнаружены газовые и газонефтяные месторождения. Газоносны горизонты верхнего миоцена, плиоцена и четвертичные.

Интересно отметить наличие широкого поднятия на внешнем подводном склоне Японского складчатого сооружения, выделяемого на глубинах океана в 1,5 км. Это поднятие, отделенное от берега прогибом, Г. Б. Удинцев (1972 г.) склонен рассматривать как недоразвитый аналог внешнего поднятия островной дуги типа хр. Витязь в Южно-Курильском бассейне.

Ирианский и Новогвинейский бассейны расположены вдоль северного склона одноименного острова. Ирианский бассейн ограничен глубоководным желобом, а Новогвинейский бассейн отвечает глубоководной котловине одноименного моря. Бассейны сложены отложениями неогена и четвертичными большой мощности. Из отложений миоцена на суше получены нефтегазопроявления.

Определенный интерес представляет бассейн Тонга, располагающийся в пределах одноименной островной дуги. Геоантиклинальное поднятие островов Тонга представляет собой сводовое протяженное поднятие, отдельные приподнятые элементы которого (острова) — вулканические горы. В средней части островной дуги появляется внешний складчатый хребет, а вулканические горы смещаются на западное крыло поднятия. Восточное внешнее поднятие образовано островами Вавау, Лифука, Тонгатабу и Эуа и сложено пирокластическими породами, коралловыми и фораминиферовыми известняками неогена. В этой зоне Тонга между вулканической грядой и глубоководным желобом на коре субконтинентального типа мощностью 20 км возник осадочно-породный бассейн, очень напоминающий Южно-Курильский. Внешняя цепь островов выступает как зона возможного нефтегазонакопления, представляя интерес для поисков нефти. Бурение на о. Вавау в 1970 г. выявило нефтепроявления, первые в таких тектонических условиях. Своеобразие бассейна Тонга, возможно, состоит в том, что за счет интенсивного теплового потока нефтеобразование происходит на меньших, чем в других бассейнах, глубинах, т. е. при мощности осадков менее 1,5—2 км. Аналогичного типа бассейн может существовать в районе о. Новая Каледония, где известны незначительные притоки нефти и газа.

Несколько условно к периокеаническому типу бассейнов отнесены два бассейна Новой Зеландии: Северо-Новозеландский и Баунти, расположенные с внутренней и внешней сторон этого островного складчатого сооружения. Кроме того, можно предполагать существование бассейна Хок-бей, расположенного у восточного побережья Северного острова Новой Зеландии, а также на южном окончании о. Южного.

Северо-Новозеландский бассейн занимает часть Тасманова моря между кайнозойскими складками о. Северного и его северным подводным продолжением — хр. Норфолк и южным окончанием Лорд-Хау, примыкающим к о. Южный. Часть бассейна, располагающаяся на о. Северный, выделяется в качестве впадины Таранаки-Рангатикен. Она заполнена терригенными толщами с известняковыми прослоями мощностью более 6 км, смятыми в складки. В бассейне известно несколько газоконденсатных месторождений на суше (Капуни, Нью-Плимут) и в море (Мауи). На месторождении Капуни залежи газа с конденсатом приурочены к угленосным отложениям эоцена к глубине около 3,9 км.

Бассейн Баунти занимает крупную депрессию на Ново-Зеландском плато — блока континентальной коры, опущенного под воды Тихого океана к востоку от о. Южный. С юга и с севера бассейн ограничен поднятиями Кэмпбелл и Чатам и сложен, по-видимому, отложениями верхнего мезозоя и кайнозоя мощностью более 2 км. Бассейн Баунти, располагающийся в теле микроконтинента, очень напоминает внутриокеанические бассейны Брокен в Индийском океане или Роколл — в Атлантическом, относимые к типу внутриокеанических. Однако для более определенных выводов необходимы дополнительные сведения.

Глава X

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АРКТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТА

Арктический сегмент охватывает Северный Ледовитый океан и сопряженные с ним окраинные и внутренние моря: Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта, Линкольна, Гренландское и Норвежское. В состав сегмента входит море Баффина и многочисленные заливы и проливы Арктической Канады. Арктический сегмент отличается размерами от других сегментов. Его площадь оценивается в 14 млн. км^2 (рис. 59). Ограничен он преимущественно горными районами. Связь с Атлантическим океаном осуществляется через Норвежское и Гренландское глубоководные моря.

Арктический сегмент характеризует сложная конфигурация береговой линии, большое количество островов и наличие широкой до 1700 км материковой отмели, к которой и приурочены острова. Глубоководная часть сегмента, отделенная от шельфа крутым материковым склоном, может быть подразделена на Еврамериканский (Норвежско-Гренландский), Евразийский и Амеразийский субсегменты, или суббассейны, в пределах которых выделяются срединноокеанические (Мона, Гаккеля и др.) и глыбовые (Ломоносова) хребты. Хребет Менделеева некоторые исследователи относят к категории срединноокеанических.

Геологическое строение Арктического сегмента стало выясняться сравнительно недавно, благодаря работам главным образом советских и американских полярных экспедиций. Результаты геолого-геофизического изучения Арктики отражены на тектонических картах региона, составленных Ю. М. Пущаровским (1963 г.), И. П. Атласовым (1969 г.), Б. Х. Ешазаровым и др. (1970 г.), а также в сводках В. Е. Хаина (1971 г.) и др. («Тектоника Евразии», 1966; «Тектоника Европы», 1965). В последние годы, в связи с открытием месторождений нефти в полярных районах, резко усилились нефтепоисковые работы. Полученные результаты обобщены в книге Ю. Я. Кузнецова и др. (1970 г.), и в сводке М. Ш. Моделевского и Н. С. Толстого (1970 г.).

Геологическое строение

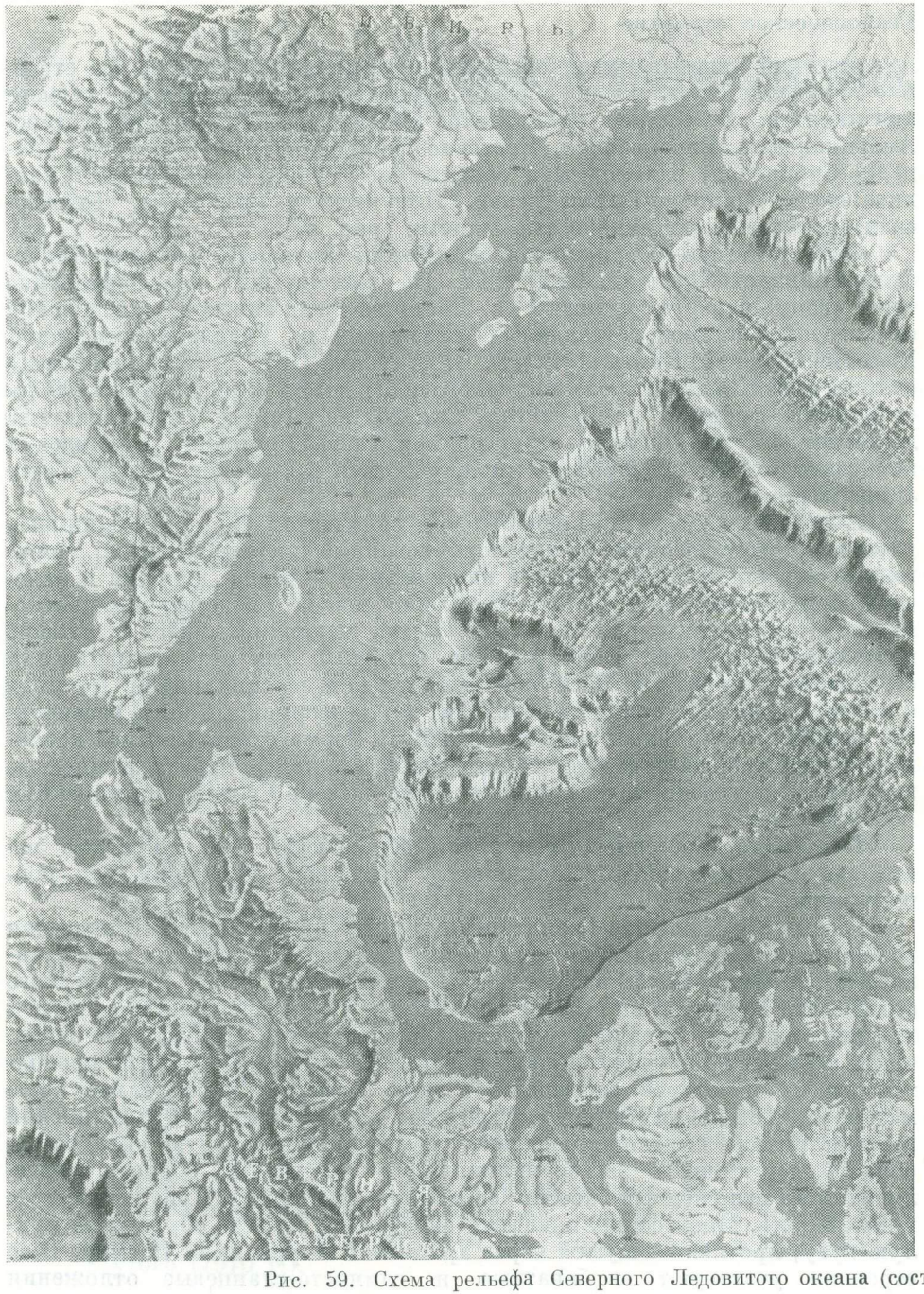
Арктический сегмент имеет обширную материковую отмель. Ее строение определяется главным образом геологией обрамляющих сегмент континентов. В составе континентов выделяются как древние (Северо-Американская, Европейская, Восточно-Сибирская), так и молодые (Западно-Сибирская) платформы и сопряженные с ними палеозойские (Скандинавская, Восточно-Гренландская, Иннуитская, Уральская, Таймырская) и мезозойские складчатые системы (рис. 60).

Основу Северо-Американской платформы составляет древний Канадский (Канадско-Гренландский) щит. На востоке щит непосредственно через зону надвига граничит с Восточно-Гренландской каледонской складчатой системой, отделяющей платформу от Гренландского моря. По материалам Ф. Кинга (1972 г.), В. Е. Хаина (1971 г.), эта складчатая система протягивается вдоль восточного побережья Гренландии на 1400 км от Денмарк-фьорд на севере до зал. Скорсби на юге, где ширина системы достигает 300 км. Однако значительная часть Восточно-Гренландских каледонит уходит под уровень моря, участвуя в строении шельфа Гренландского моря.

В строении Восточно-Гренландской складчатой системы принимают участие дислоцированные и метаморфизованные преимущественно терригенные породы верхнего рифея и карбонатные — венда, кембрия и ордовика, мощностью более 15 км. Отложения девона представлены красноцветной континентальной молассой (7 км), накапливавшейся в сложно построенном грабене, формирование которого отвечает завершающим стадиям существования Восточно-Гренландской геосинклинали. Начиная с позднего палеозоя, регион переходит в платформенный этап развития. На ранних его стадиях в карбоне и ранней перми откладывались континентальные аркозовые и кварцевые песчаники и конгломераты мощностью до 5 км, замещающиеся на крайнем северо-востоке Гренландии морскими образованиями.

В пределах восточной Гренландии обнажаются лишь краевые части мощных мезозойских осадочных бассейнов, уходящих под уровень моря.

С севера к Канадско-Гренландскому щиту причленяется Иннуитская каледонско-раннегерцинская складчатая система. Эта система прослеживается от Земли Пири в Гренландии до северной части Арктического архипелага Канады и на востоке под прямым углом сочленяется с Восточно-Гренландской. Западное подводное продолжение Иннуитской складчатой системы не изучено. Можно предполагать, что ее элементы продолжаются на некоторое расстояние в море Бофорта, параллельно краю материка. В строении Иннуитской системы, развившейся из Франклинской геосинклинали, выделяют внешнюю миогеосинклинальную складчатую область, внутреннюю эвгеосинклинальную складчатую область, разделяющий их наложенный бассейн (синеклизу) Свердруп и Приарктическую моноклиналь. Миогеосинклинальная складчатая область образует выпуклую дугу, протягивающуюся через архипелаг Парри на о. Элсмир. В ее строении участвуют карбонатные и глинисто-сланцевые отложения



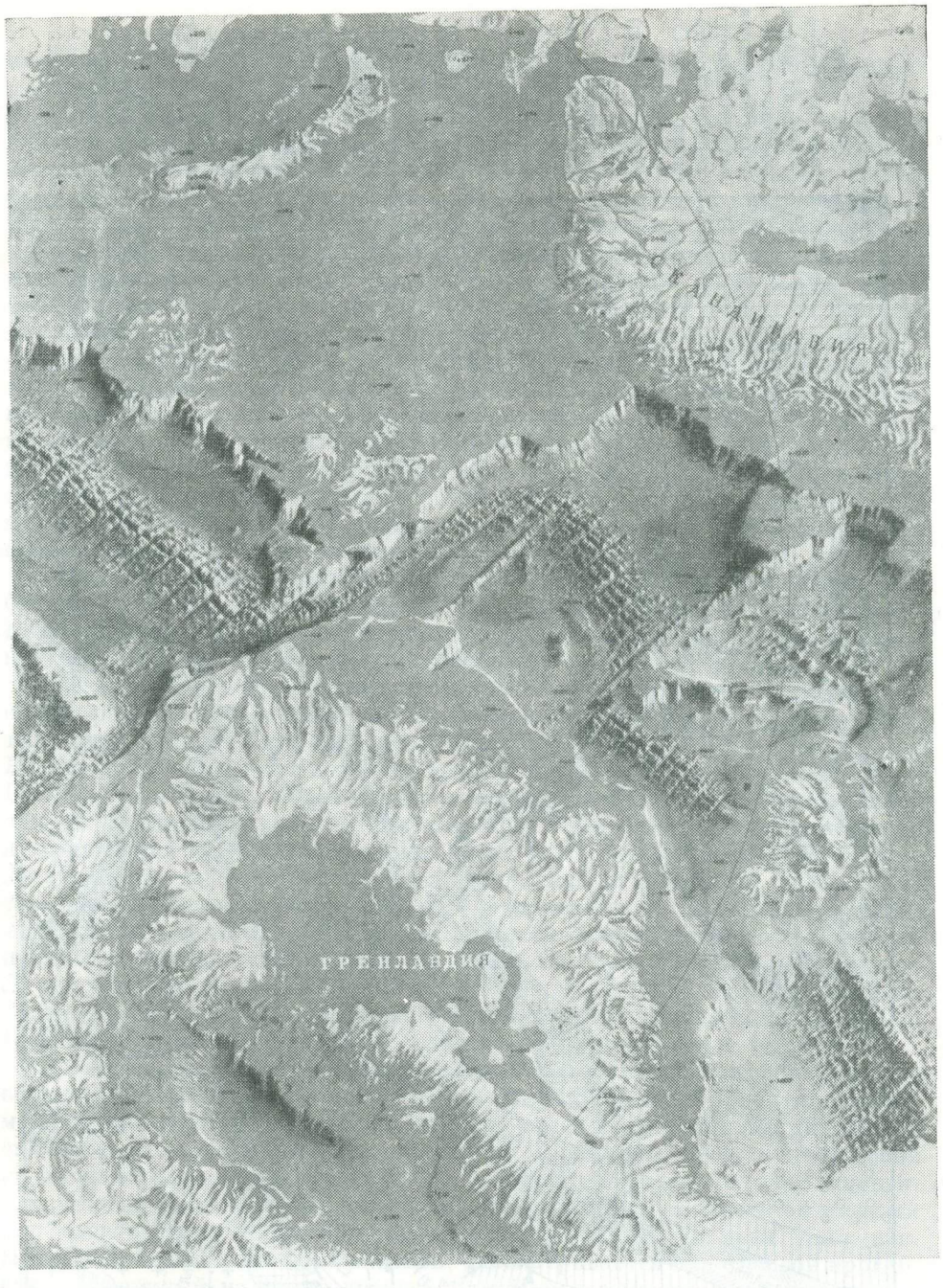


Рис. 59. Схема рельефа Северного Ледовитого океана (составлена Национальным географическим обществом США, 1971).

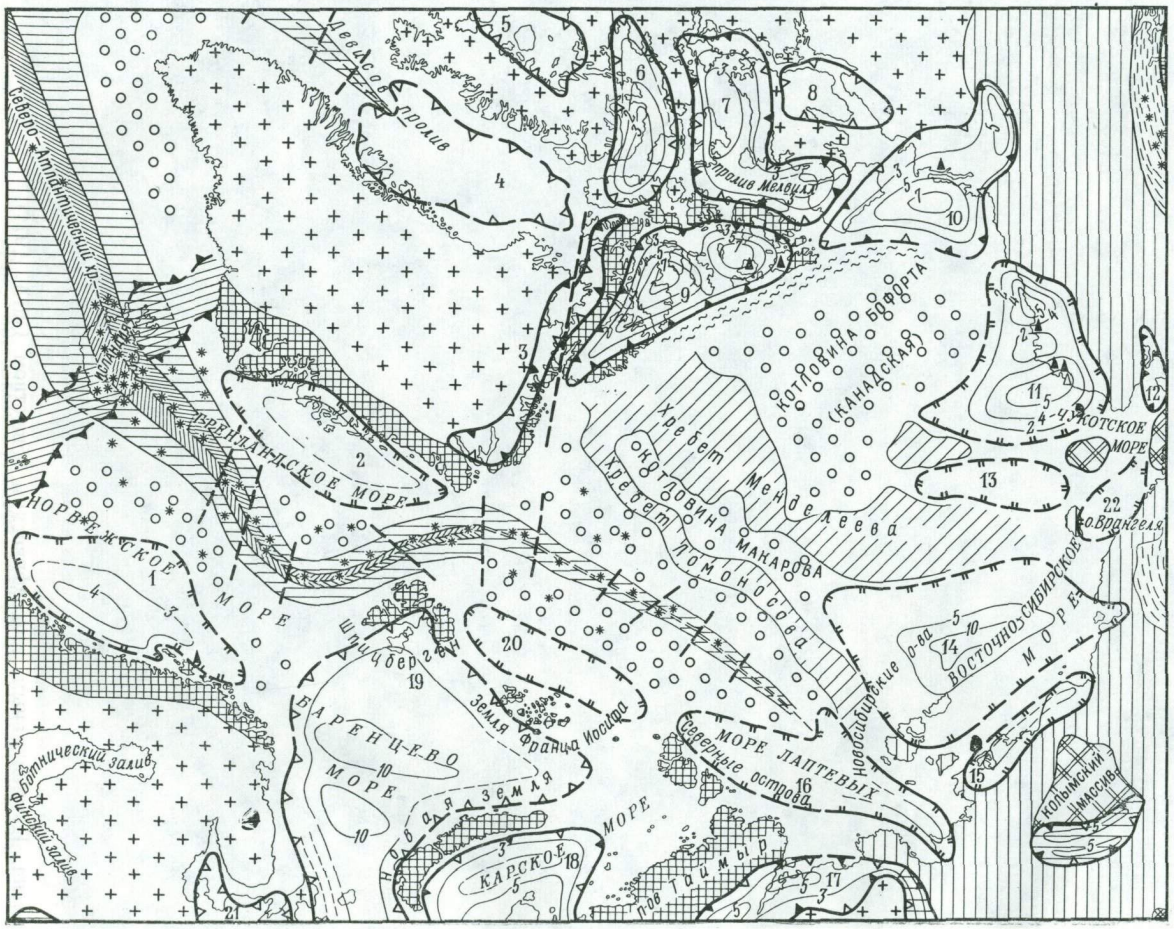


Рис. 60. Схематическая карта нефтегазоносных бассейнов Арктического сегмента (составили Б. А. Соколов и А. М. Серегин).

Бассейны: 1 — Норвежского моря, 2 — Восточно-Гренландский, 3 — Северо-Гренландский, 4 — Баффинов, 5 — Фокс, 6 — Бутия-Ланкастер, 7 — Мелвилл-Виктория, 8 — Волластон, 9 — Свердруп, 10 — Бофорт-Маккензи, 11 — Северо-Аляскинский, 12 — Селавик, 13 — Чукотского моря, 14 — Восточно-Сибирского моря, 15 — Северо-Якутский, 16 — Лаптевоморский, 17 — Анабаро-Хатангский, 18 — Западно-Сибирский, 19 — Печоро-Баренцевоморский, 20 — Арктический, 21 — Среднерусский, 22 — Южно-Врангелевский.

нижнего палеозоя и девона мощностью до 5—6 км, смятые в асимметричные линейные антиклинальные складки.

Эвгеосинклинальная складчатая область, лишь частично поднимающаяся над уровнем моря, охватывает острова Аксель-Хейберг и Элсмир. Предполагается (Кинг, 1972), что ее продолжением являются также складки Земли Пири в Гренландии. Область сложена метаморфизованными и дислоцированными осадочно-вулканогенными породами в основном ордовика и силура. Северо-Гренландская зона образована мощным верхним протерозоем (3 км) и кембро-силуром (5 км). В. Е. Хаин (1971) склонен эту зону сопоставлять с миогеосинклинальной областью Канады.

Свердрупская синеклиза представляет собой асимметричный прогиб овальной формы, имеющий протяженность 600 км. Южное крыло прогиба, наложенное на миогеосинклинальную область, более пологое, по сравнению с северным, наложенным на эвгеосинклинальную область. Синеклиза выполнена осадочной толщей (12 км) морских и континентальных образований от нижнего карбона до палеогена. В разрезе мезозоя и палеогена преобладают песчано-глинистые угленосные породы. В пенсильванских и пермских отложениях развиты мощные эвапориты, способствующие формированию соляной тектоники.

Приарктическая моноклиналь, или моноклиналь Арктической прибрежной равнины, располагается по периферии моря Бофорта на островах Банкс и Королевы Елизаветы, погружаясь в сторону моря. Она сложена позднеогеновыми обломочными осадками серии Бофорт.

Между Иннуитской складчатой системой и Канадско-Гренландским щитом располагается обширная депрессионная область, наиболее прогнутые части которой заняты водами отдельных заливов, проливов и моря Баффина. Эта депрессия отвечает перикратонному погружению Канадско-Гренландского щита, выделяемому под названием Канадско-Гренландской плиты. Северная наиболее погруженная часть плиты, примыкающая к Иннуитской складчатой системе, несет черты краевого прогиба. В пределах плиты выделяются крупные синеклизы и прогибы, разделенные обширными приподнятыми блоками фундамента. Отрицательные структурные элементы заполнены отложениями венда, нижнего и среднего палеозоя мощностью до 3 км. Различаются синеклизы Фокс, Джонс-Ланкастер, Виктория, Волластон, прогибы Мелвилл, Южно-Элсмирский, Северо-Гренландский, образующие пояс краевых Арктических прогибов. К категории синеклиз следует отнести и впадину моря Баффина.

Северо-западное погружение Северо-Американской платформы в зоне сочленения широтной Канадско-Гренландской плиты и ориентированной меридионально плиты Великих равнин, отделяющей Канадский щит от складчатого пояса Северо-Американских Кордильер, представляет собой крупную и сложно построенную депрессионную область Пил-Маккензи, открывающуюся в сторону океана. Южная часть этой области выделяется под названием прогиба Пил, а северная — прогиба дельты Маккензи. Прогиб Пил, как и дельта Маккензи, рассматривается как краевой прогиб, сформированный на стыке древней платформы с мезозойской складчатой системой. Он асимметричен и выполнен толщей (5 км) отложений палеозоя, мезозоя и более молодых.

Прогиб дельты Маккензи, отделяющийся от прогиба Пил погребенным выступом фундамента, прослеживаемым на широте Арктик-Ред-Ривер-сформирован в зоне сочленения древней платформы, области мезозойской складчатости и океанической области прогибания. От Северных Кордильер прогиб отделен горст-антиклинорием гор Ричардсона, меридионально ориентированным. Прогиб выполнен молассой верхнего карбона — перми, морскими терригенными породами мезозоя и континентально-морскими образованиями кайнозоя. Мощность осадочного разреза увеличивается в сторону океана от 4 до 7 км. Прогиб имеет моноклинальное восточное крыло и крутое, осложненное складками западное, примыкающее к складчатой зоне Ричардсона. Последняя на севере испытывает виргацию, сливаясь на западе с антиклинорием хр. Брукса, входящим в состав Северных Кордильер, а на северо-востоке, как можно предполагать, с западным окончанием Иннуитской складчатой системы.

С запада к Северо-Американской платформе причленяется обширный складчатый пояс Кордильер, который к северу от 60° широты меняет простирание с субмеридионального на широтное. К западу от гор Ричардсона крайним северным элементом широтного участка этого пояса мезозойской складчатости выступает антиклинорий (поднятие) хр. Брукса. В строении антиклинория участвуют дислоцированные терригенно-карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя (до миссисипия), перекрытые маломощным мезозоем. Это позволяет ряду исследователей рассматривать хр. Брукса как западный элемент Иннуитской складчатой системы. В пояс этих же складок включаются также герцинская зона складчатости о. Врангеля и северного побережья северо-восточной Азии.

К югу от хр. Брукса располагается докембрийский Юконский срединный массив, а к северу предгорный прогиб Колвилл, заложение которого началось в меловой период, и сопровождалось воздыманием хр. Брукса. Прогиб выполнен толщей песчано-глинистых отложений мела мощностью 7,5 км, подстилаемых терригенно-карбонатными слоями юры, триаса и верхнего палеозоя мощностью до 3 км и перекрываемых грубообломочными осадками (1 км) кайнозоя. Мощность мезозоя быстро уменьшается к северу. На м. Барроу нижне-среднепалеозойский фундамент погружен на глубину в несколько сот метров. Предполагается, что строение южной части моря Бофорта определяется неглубоко погруженными блоками материковой отмели эпипалеозойской платформы.

Северо-восточная окраина Евразиатского континента отвечает Верхоянско-Чукотской области мезозойской складчатости, располагающейся на продолжении мезозойского складчатого пояса Кордильер. Для области характерно наличие крупных складчатых систем, разделяемых блоками срединных массивов, и наложенных впадин. Эти элементы выделяются и в прилегающих морях — Чукотском, Восточно-Сибирском и Лаптевых.

Складчатые системы, обрамляющие Арктический сегмент, включают антиклинальные зоны: Чукотскую, Анюйскую и северное окончание Верхоянской. Зоны имеют сложное строение. Их древние ядра (Полоусное и др.) образованы дислоцированными породами нижнего и среднего палеозоя, и, возможно, рифея, и перекрыты мощной (до 10 км) толщей миогеосинклинальных песчано-глинистых отложений среднего и верхнего

карбона, перми, триаса и юры, отвечающих верхоянскому комплексу. Породы верхоянского комплекса смяты в крупные антиклинальные и синклинальные складки, осложненные разрывами и прорванные мезозойскими гранитоидами.

Чукотская и Анюйская зоны имеют субширотное простирание, кулисообразно замещают друг друга. Их западные окончания уходят под воды Восточно-Сибирского моря. Анюйская зона прослежена на Медвежьих и Ляховских островах.

Верхоянский комплекс, имеющий в основном меридиональное простирание, на севере у Янского залива и губы Буорхая расщепляется на три ветви. Одна ветвь поворачивает на северо-восток и, возможно, сочленяется с Анюйской антиклинальной зоной. Другая ветвь продолжается на север. Ее элементы устанавливаются на западных островах Новосибирского архипелага. Не исключено, что хр. Ломоносова является структурным элементом этой зоны верхоянских складок. Третья Лено-Анабарская ветвь у дельты Лены поворачивает на запад к Хатангской впадине, огибая Анабарскую антеклизу. Предполагается, что у о. Бегичева эта складчатая ветвь поворачивает на север и затухает у восточного погружения Таймыра. Большая часть этой ветви скрыта под водами моря Лаптевых. Лишь крайние южные ее выступы выходят в прибрежных районах в виде Дюлюгинского и Прончищевского антиклинориев.

К югу от Лено-Анабарской складчатой зоны располагается Анабарский краевой прогиб, отделенный от Приверхоянского прогиба Китчанским выступом палеозойского фундамента. Прогиб имеет широтную ориентировку и заполнен мощной верхнеюрской-нижнемеловой угленосной толщей.

Широкое распространение в Верхоянско-Чукотской области получили срединные массивы, такие как Колымский, Омолонский и другие, представляющие собой блоки байкальской и более древней консолидации, раздробленные мезозойскими движениями и перекрытые прерывистым чехлом палеозойских и мезозойских образований. На крайнем северо-востоке Чукотки выделяется Чукотско-Юконский массив. Этот массив крупным меридиональным разломом, к которому приурочен Берингов пролив, разбит на две части: Чукотскую и п-ова Сьюард. Несколько массивов по геолого-геофизическим данным выделяются на шельфе. Это Южно-Чукотский, Северо-Чукотский, Новосибирский и Лаптевоморский массивы. В рельефе дна они выражены мелководными участками и островами (Геральда, Де-Лонга и др.), сложенными древними метаморфическими и магматическими породами. Эти массивы, обрамленные зонами мезозойской складчатости, которые прослеживаются на островах Врангеля и Новосибирских, рассматриваются Н. С. Шатским как элементы обширной «Гиперборейской» платформы, выделяемой в восточном секторе Арктического сегмента.

Северная часть Верхоянско-Чукотской складчатой области, уходящая под воды моря, Ю. М. Пущаровским и С. М. Тильманом рассматривается как Арктическая зона затухания мезозоид, которая характеризуется сокращенным разрезом мезозоя, ослабленной складчатостью, отсутствием гранитоидного магматизма и значительным опусканием. Это способствует

формированию в пределах суши крупных прибрежных наложенных впадин, тянущихся от устья Лены до Чаунской губы и заполненных отложениями верхнего мела и палеогена.

Верхоянско-Чукотская складчатая область вместе с мезозоидами Северной Америки составляет почти одну треть обрамления Арктического сегмента. Западнее, в пределах Евразии его ограничение составляют Сибирская и Восточно-Европейская древние платформы, Западно-Сибирская плита и сопряженные с ними палеозойские складчатые системы Таймыра, Урала — Новой Земли, Скандинавии.

Сибирская платформа непосредственно не выходит к побережью Ледовитого океана, отделяясь от него Хатангской плитой и палеозойскими складками Таймыра и Северной Земли.

Хатангская плита представляет собой элемент древней эпипалеозойской платформы. Осадочный чехол образован в основном морскими и континентальными отложениями палеозоя, юры, мела и палеогена. В пределах Хатангской плиты выделяется Пясинская впадина, иногда рассматриваемая как элемент Западно-Сибирской плиты, и собственно Хатангская, сочленяющаяся в прибрежных районах моря Лаптевых с Анабарской впадиной Приверхоянского краевого прогиба.

Таймырско-Североземельная складчатая область имеет сложное строение. Северный Таймыр, острова Большевик и ряд других образуют зону добайкальской (рифейской) складчатости. Предполагается, что эта зона является своеобразным срединным массивом внутри палеозойских складок и представляет собой приподнятый элемент фундамента Карской платформы (Шатский, 1935). Эта платформа скрыта водами Карского моря. Она является отчленившимся крайним северным элементом Западно-Сибирской плиты и обусловливает дугообразный изгиб складок Таймыра — Северной Земли и Северного Урала — Новой Земли. В строении массива принимают участие докембрийские и рифейские породы, смятые в линейные складки, прорванные гранитными интрузиями.

С севера (острова Пионер, Комсомолец, Октябрьской Революции) к массиву причленяется зона допалеозойской складчатости, сложенная дислоцированными рифейскими и нижнепалеозойскими отложениями. Можно предположить, что эти складки прослеживаются далеко в сторону Шпицбергена, оконтуривая с севера Баренцову платформу.

К югу от массива Северного Таймыра развита герцинская зона складчатости. В ее строении принимают участие осадочные формации верхнего палеозоя и вулканогенно-осадочная толща триаса. Породы образуют несколько крупных антиклинориев и синклинориев, погружающихся в море Лаптевых. На юго-востоке Таймыра выделяется Предтаймырский краевой прогиб, заполненный верхним палеозоем и мезозоем. Для прогиба характерна соляная тектоника.

Между областью палеозойской складчатости Таймыра и Северной Земли и мезозоидами западных частей Верхоянской складчатой области в море Лаптевых выделяется крупный массив — Лаптевская глыба (Литинский, 1967, Полькин, 1972). Эта глыба рассматривается как элемент Сибирской платформы, отделенный Лено-Анабарской ветвью складок. Последняя прослеживается и далее на северо-запад, огибая восточное

окончание п-ова Таймыр. Северное продолжение этой ветви, сложенной породами перми и триаса, отражается в рельефе дна в виде возвышенности меридионального простирания (Лазуркин, 1972). Фундамент глыбы образован дислоцированными породами протерозоя, на котором залегают карбонатные отложения верхнего протерозоя, нижнего и среднего палеозоя мощностью до 4—5 км, и терригенная толща перми, мезозоя и кайнозоя мощностью 2—6 км.

В структуре чехла глыбы устанавливаются в центральной части — Лаптевское поднятие, сочленяющееся на юге с Южно-Лаптевским прогибом, выполненным отложениями перми, триаса и юры, а также Усть-Ленский грабен. В восточной части Лаптевской глыбы, в зоне сочленения ее с Новосибирско-Ляховской мезозойской складчатой зоной располагается грабенообразная зона, являющаяся связующим элементом между Срединноарктическим хребтом в океане и Полоусненско-Момской системой рифтовых структур, выделяемых на континенте (Грачев и др., 1971, Патык-Кара и др., 1972).

Западно-Сибирская плита продолжается далеко на север, уходя под воды мелководного Карского моря. Об этом свидетельствует геологическое строение островов Вилькицкого и других, относящихся к эпипалеозойским платформенным образованиям. Фундамент плиты преимущественно герцинский, а также каледонский и байкальский. Некоторые исследователи (Атласов и др., 1967, Полькин и др., 1971) северную часть шельфа Карского моря выделяют в качестве самостоятельной Карской плиты на том основании, что фундамент в этой части моря каледонский и более древний. Граница проводится по линии, идущей от восточного окончания Новой Земли, южнее островов Известий ВЦИК, на Таймыр, севернее Пясинского залива.

Осадочный разрез Карского шельфа представлен неметаморфизованными полого залегающими мезозойско-кайнозойскими отложениями платформенного чехла мощностью до 4 км и более. Между чехлом и фундаментом выделяется промежуточный комплекс. В зависимости от возраста фундамента промежуточный комплекс может содержать породы нижнего мезозоя, палеозоя и, возможно, позднего докембрия. Промежуточный комплекс мощностью в несколько километров занимают грабенообразные прогибы в фундаменте.

По данным Я. И. Полькина и др. (1971 г.) в структуре платформенного чехла южной части Карского шельфа обособляется северное окончание Ямало-Гыданской синеклизы и Карская зона краевых поднятий и прогибов. В морской части Ямало-Гыданской синеклизы выделяется ряд структурных элементов, частично известных на суше: Пайхойская и Западно-Таймырская моноклиналь, Нурминский, Ямальский и Гыданский мегавалы, Байдарацкий, Нейтинский, Обский и Юрибейский мегапрогибы. Кроме того, выделены на шельфе Западно-Карские поднятия и прогиб. Структурные элементы на суше имеют субмеридиональное простирание, изменяющееся на шельфе на северо-восточное.

Карская зона краевых поднятий и прогибов образует выпуклую на север дугу. Она прослеживается вдоль побережья от островов Вайгач и Новой Земли и на восток к о. Свердруп и Пясинскому заливу. В северной

части Карского шельфа (Карская плита) устанавливается несколько крупных и пологих структур типа мегапрогибов и мегавалов. Для Карской плиты характерно более приподнятое положение фундамента и сравнительно сокращенная мощность (менее 3 км) платформенного чехла.

Западно-Сибирская плита от Европейской платформы на шельфе отделяется северным окончанием герцинид Урала — складчатой системой Пай-Хой — Новая Земля. Эта система представляет собой огромную дугу, сложенную миогеосинклинальными толщами верхнего кембрия и палеозоя значительной мощности. Отложения образуют несколько крупных антиклинориев Пайхойский, Вайгачский и Новоземельский, разделенные синклинориями и осложненные дополнительной складчатостью и разломами. Рассматриваемая система сопоставляется с зоной западного склона Урала.

На северном продолжении Европейской платформы располагается обширный шельф Баренцева моря. На тектоническую природу шельфа существует два взгляда. Согласно первому (А. А. Богданов, М. В. Муратов), Европейская платформа протягивается далеко на север и восток, захватывая о. Медвежий, восточную часть Шпицбергена, Землю Франца-Иосифа, вплотную подходя к герцинской дуге Новая Земля — Пай-Хой, охватывая Печорскую синеклизу. Согласно второму, Баренцевоморский шельф отвечает самостоятельной Баренцевой платформе с байкальско-каледонским основанием. Разделом служит зона выходов дислоцированных пород рифея, протягивающаяся от Тимана на п-ов Канин и далее на северо-запад, выходящая на п-ове Рыбачем, о. Кильдине и п-ове Варангер. Не останавливаясь на аргументации этих точек зрения, мы будем Баренцевоморский шельф рассматривать как крупную Баренцеву плиту с разновозрастным фундаментом, на востоке через систему краевых прогибов сочленяющуюся со складчатым сооружением Урала — Новой Земли.

Акватория Баренцева моря рассматривается нами как обширная погребенная часть древней Европейской платформы, западный и северный края которой или выступают на дневную поверхность (на о. Медвежьем, и в восточной части Шпицбергена) или же перекрыты платформенным чехлом (на островах Земли Франца-Иосифа). Юго-восточный угол плиты образует фундамент Печорской синеклизы, Баренцева плита на юге отделена от Русской плиты и Балтийского щита узкой зоной байкальской складчатости Тиман — Варангер, значительная часть которой скрыта водами Белого и Баренцева морей. На востоке Баренцева плита через Пайхой-Новоземельский прогиб сочленяется с зоной герцинской складчатости северного продолжения Урала. По тектоническому положению и сложности строения Баренцева плита напоминает юго-восточный и северо-западный углы Европейской платформы, занятые соответственно Северным Каспием и впадиной Северного моря.

В пределах Баренцевой плиты рифейско-байкальский, а возможно, и каледонский складчатый фундамент погружен на глубину около 15 км. По геофизическим данным (С. С. Иванов) в центральной наиболее прогнутой части плиты располагается область отсутствия гранитного слоя земной коры. Осадочная толща непосредственно подстилается базальтовым слоем со скоростями 6,7 км/с (Литвиненко, 1968). В строении разреза

принимают участие породы позднего протерозоя (на Шпицбергене формация Гекла-Хук), перекрываемые терригенно-карбонатными и вулканогенными образованиями нижнего палеозоя, девона, верхнего палеозоя и мезозоя — кайнозоя. В разрезе отложений палеозоя широкое развитие получают карбонатные породы (включая и рифогенные образования), а толща мезозойских и кайнозойских отложений слагается морскими и прибрежно-континентальными песчаниками и глинами мощностью в несколько километров.

В тектоническом отношении осадочный чехол подразделяется на несколько структурных этажей, образующих крупные положительные и отрицательные тектонические элементы. На юге выделяется Печорская синеклиза, северное ограничение которой прослеживается по линии Канин Нос — Карские ворота. В пределы морской части синеклизы заходят все основные элементы, устанавливаемые на ее суше: поднятие Чернова, гряда Сорокина, Колвинский, Лайский, Шапкино-Юрьяхинский валы и разделяющие их впадины (Кремс и др., 1971).

К северу от Печорской синеклизы располагается Восточно-Баренцевское поднятие, отвечающее поднятию рельефа дна, выраженному Гусиной банкой. Ряд синеклиз, прогибов, поднятий и валов намечается в центральной и северных частях Баренцева моря. В качестве крупного вала (антеклизы) можно рассматривать систему островных поднятий, охватывающих восточные острова Шпицбергена, Землю Франца-Иосифа, на поверхности которой обнажаются отложения от карбона до мела, Северную Землю.

На востоке Баренцевой плиты выделяется система краевых прогибов. В ее строении участвуют два структурных этажа: палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Предуральский и Предновоземельский прогибы разделены Западно-Вайгачской седловиной (Зацепин и др., 1971).

Крайнее юго-западное ограничение Арктического сегмента образовано системой каледонид Скандинавии, надвинутых на докембрийские породы Балтийского щита. Северное продолжение этой системы устанавливается на западе Шпицбергена, а южное — на севере Британских островов (за пределами сегмента). Западное ограничение каледонской складчатой системы не установлено, так как складчатые зоны уходят под уровень Норвежского моря и на расстоянии 50—150 км от берега обрываются континентальным уступом, по которому дно моря опускается на глубину более 2 км. В строении каледонид различают внешнюю и внутреннюю зоны. Внешняя зона — это прогиб, сложенный неметаморфизованными терригенными отложениями спарагмитовой серии рифея мощностью более 7 км. Внутренняя зона, примыкающая к морю, представляет собой систему синклинориев, разделенных выступами древних кристаллических пород. Синклинорий сложен геосинклинальными дислоцированными образованиями кембрия, ордовика и силура, а также рифея, характеризующимися различной степенью метаморфизма. Замыкание геосинклинального развития и основная складчатость происходили в конце силура — начале девона. Для каледонид Скандинавии характерно слабое развитие моласовых отложений, отложений девона. Однако на шельфе Норвежского моря и на подводном плато Воринг каледонские дислокации оказались

перекрыты мощной толщей (5—7 км) отложений мезозоя и кайнозоя (Stugard, 1971). Осадочный бассейн протягивается параллельно береговой линии и располагается частично на шельфе, а частично за изобатой 2 км. Бассейн приподнятыми зонами каледонского фундамента, такими, как поднятие Лофотенских островов, делится на ряд частных впадин.

Прямым продолжением складчатой системы каледонид Скандинавии являются каледониды о. Медвежий и западной части архипелага Шпицбергена. Породы рифея и нижнего палеозоя мощностью более 15 км образуют несколько меридионально вытянутых раздробленных антиклинориев и синклинориев. На дислоцированные геосинклинальные структурные этажи накладываются внутренние впадины, заполненные молассой девона, карбона и перми. По направлению к востоку в сторону Баренцевой плиты наблюдается заметное уменьшение мощностей и изменение состава отложений. Непосредственное сочленение с плитой проводится по региональному краевому шву.

На северном продолжении каледонской складчатой системы Шпицбергена располагается погруженное плато Ермак. Не исключено, что это плато является связующим звеном между складками Шпицбергена и Восточно-Гренландской системой каледонской складчатости.

Подводная окраина материков отделена от глубоководной собственно океанической части Арктического сегмента крутым континентальным уступом. Этот уступ отвечает крупным нарушениям значительной амплитуды и является границей между корой континентального и океанического типов (рис. 61). Как уже упоминалось, глубоководные части Арктического океана отвечают трем субсегментам: Еврамериканскому, Евразийскому и Амеразийскому.

Еврамериканский сегмент, ограниченный каледонскими складчатыми системами Скандинавии и Гренландии, некогда рассматривался в качестве древней, но опущенной гипотетической платформы Эриа. В платформу включали метаморфические толщи северо-западной Шотландии, Гебридских островов, а также Исландии. Однако в настоящее время эти представления, по-видимому, недостаточно аргументированы. Глубоководный Еврамериканский субсегмент имеет все черты океанической котловины. В его средней части выделяется типичный Срединноокеанический хребет, содержащий рифтовую долину и осложненный трансформными разломами. В пределах хребта осадочный слой имеет ограниченное распространение и малую мощность.

Исландия рассматривается как часть Срединноокеанического хребта, приподнятая над уровнем океана. В центральной части острова выделяется система Большого Исландского грабена. Образование грабена, сопоставляемого с рифтовой долиной срединных океанических хребтов, сопровождается излияниями лав и вулканической деятельностью.

Срединноокеанический хребет делит Еврамериканский субсегмент на две котловины Гренландскую и Норвежскую, имеющие океанический разрез земной коры и сравнительно маломощный (1—2 км) разрез осадочных пород, залегающих на втором океаническом слое. Мощность океанического слоя увеличивается в сторону континентального подножия, где достигает нескольких километров. Особенно большие мощности

(до 4—5 км) отмечаются на плато Воринг, имеющего континентальную природу.

Евразийский субсегмент также имеет черты океана. Через его осевую зону протягивается хр. Гаккеля, рассматриваемый как северное звено системы срединноокеанических хребтов. Его окончание на континенте

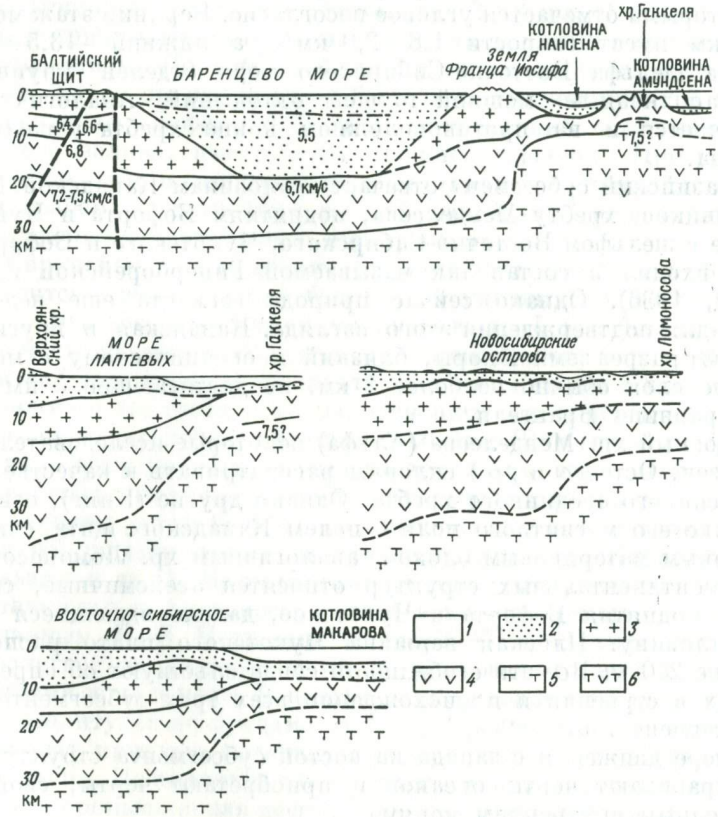


Рис. 61. Разрезы земной коры Ледовитого океана (Деменицкая и др., 1968).

1 — вода; *2* — осадочные образования; *3* — гранитный слой; *4* — базальтовый слой; *5* — мантия; *6* — смешанный слой коры и мантии.

трассируется в Янский залив и далее протягивается на юг в пределы Момского континентального рифта (Грачев и др., 1971). Мощность осадков, развитых на крыльях хр. Гаккеля, не превышает 0,3—0,4 км. Сводовые части, лишенные осадков, образованы базальтами, а дно рифтовой долины заполнено рыхлой толщей мощностью 50—150 м. Ось хребта отмечена зоной эпицентров землетрясений.

В океанических котловинах Амундсена и Нансена мощность слоя осадочных пород возрастает до 2—3 км. Слой подстилается дислоцированной

толщей, прослеживаемой как со стороны континентального склона, так и со стороны хр. Ломоносова (Деменицкая и др., 1971).

Хребет Ломоносова относится к структурам континентального типа, Его характеризуют асейсмичность, отсутствие проявлений вулканизма, субконтинентальный тип коры, неокеаническая природа магнитного поля, блоковая тектоника. Осадочный разрез хребта имеет двухэтажное строение, между которыми отмечается угловое несогласие. Верхний этаж мощностью 0,1—1,6 км имеет скорости 1,8—2,0 км/с, а нижний — 3,5—4,8 км/с. Хребет от шельфа Восточно-Сибирского моря отделен крупным прогибом, заполненным мощной толщей отложений. Аналогичный прогиб намечается и на противоположном конце хребта у шельфа моря Линкольна.

Амеразийский субсегмент отвечает котловинам Канадской, Макарова и Подводников, хребту Менделеева, поднятиям Бофорта и Чукотскому. Он вместе с шельфом Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта морей сегмента входил в состав так называемой Гиперборейской платформы (Шатский, 1936). Однако сейчас природа сегмента еще недостаточно выяснена для подтверждения этого взгляда. Канадская и другие котловины имеют разрез земной коры, близкий к океаническому с мощностью осадочного слоя обычно не более 1 км, но достигающей 3 км на абиссальной равнине Врангеля.

Подводный хр. Менделеева (Альфа) некоторые исследователи (Джонсон, Хейзен, Остенсо и др.) склонны рассматривать в качестве древнего ныне пассивного срединного хребта. Однако другие (Кинг), основываясь на сходстве его магнитного поля с полем Канадского щита, считают его погруженным материковым блоком, аналогичным хр. Ломоносова. К категории континентальных структур относятся асейсмичные, складчатоглыбовые поднятия Бофорта и Чукотское, далеко вдающиеся в Канадскую котловину. Плоская вершина Чукотского плато располагается на глубине 250 м. Все эти особенности свидетельствуют об определенных различиях в строении и происхождении всех трех субсегментов Арктического сегмента.

По мере движения с запада на восток субсегмента структуры постепенно утрачивают черты океанов и приобретают черты, свойственные глубоководным внутренним морям.

Нефтегазоносность

Строение осадочной толщи Арктического сегмента, ее мощность, а также уже открытые нефтегазовые месторождения свидетельствуют о значительных перспективах этого региона. Сравнительно ограниченное распространение собственно океанических структур, и широкое развитие континентальных длительно погружающихся элементов способствует формированию мощных осадочно-породных бассейнов, занимающих окраинное положение по отношению к континентам.

Несмотря на небольшую площадь в Арктическом сегменте можно выделить более 20 нефтегазоносных бассейнов, в пяти из которых уже открыты месторождения.

Внутриплатформенные бассейны распространены на Северо-Американской и Европейской платформах и на Западно-Сибирской плите. На Северо-Американской платформе располагаются бассейны Фокс, Волластон и Баффинов, перекрытые водами заливов смежного океана. Бассейны Фокс и Волластон представляют собой крупные синеклизы, сложенные платформенными отложениями, в основном кембрия, ордовика и силура. Мощность разреза не превышает 2—3 км. В строении силура и ордовика принимают участие известняки, доломиты, глинистые известняки, аргиллиты. Породы кембрия представлены песчано-глинистыми разностями. Бассейны аналогичны бассейну Гудзонова залива и в целом малоперспективны. Баффинов бассейн, занимающий обширную впадину одноименного залива, имеет более сложное строение. Предполагается, что в его осевой части, имеющей кору океанического типа, располагается глубокий грабен, выполненный толщей палеозоя. Выше развиты мезозойские осадочно-вулканогенные образования.

На Европейской платформе к бассейнам внутриплатформенного типа относится Среднерусский бассейн, сложенный толщей протерозоя, палеозоя и мезозоя — кайнозоя мощностью до 5 км. Крайняя северо-восточная часть бассейна заходит в акваторию Белого моря, где наиболее интересен район к востоку от дельты Мезени. Перспективны отложения девона, нижнего палеозоя и венда. Основные же перспективы бассейна связаны с континентальной частью бассейна (Вассоевич и др., 1972). На Западно-Сибирской плите выделяется лишь один огромный одноименный бассейн, его северная часть погружена под воды Карского моря. В платформенном чехле подводного продолжения плиты прослеживается ряд структур, установленных на суше: Нурминский, Ямальский, Гданский мегавалы и др. К Нурминскому мегавалу приурочены Новопортовское нефтегазовое и Арктическое газовое месторождения.

По данным И. И. Нестерова и др. (1971 г.) фундамент бассейна в море залегает на глубине 2—3 км и перекрыт песчано-глинистыми образованиями юры и мела. В центре моря выделяется крупный Карский мегавал с амплитудой по фундаменту 1 км. Предполагается, что осадочные слои образуют крупные складки, формировавшиеся в неоген-раннечетвертичное время. По аналогии с более южными континентальными частями бассейна, где промышленная нефтегазоносность установлена в отложениях сеномана, нижнего мела и юры, здесь также можно обнаружить скопления нефти и газа.

Перспективы отложения уренгойской, вартовской, мемонской, марьяновской и тюменской свит, отвечающих стратиграфическому интервалу от нижней юры до сеномана.

Складчато-платформенные бассейны образуют две группы: бассейны, расположенные на стыке древних платформ с палеозойскими складчатыми системами и бассейны, расположенные на стыке древней платформы с мезозойскими складчатыми системами.

На Американском континенте к первой группе относятся бассейны Северо-Гренландский, Бутия-Ланкастер, Мелвилл-Виктория, ко второй — Бофорт-Маккензи и Северо-Аляскинский. На Евразиатском континенте в первую группу бассейнов попадают Печоро-Баренцевоморский

и Анабаро-Хатангский, имеющий промежуточное положение. Бассейны Северо-Гренландский, Бутия-Ланкастер и Мелвилл-Виктория располагаются между склонами Канадско-Гренландского щита и Иннуитской складчатой системой. Три последних бассейна имеют широкие платформенные склоны и узкие складчатые, прижатые к внешней зоне палеозойских складок, к складчатой системе о. Парри. Разрез слагающих бассейны отложений представлен преимущественно известняково-доломитовыми породами кембрия, ордовика, силура и девона, а также юры и мела, подстилаемыми терригенными образованиями низов кембрия и, возможно, протерозоя. Мощность разреза увеличивается в сторону складчатого борта, составляя 3—4 км (рис. 62).

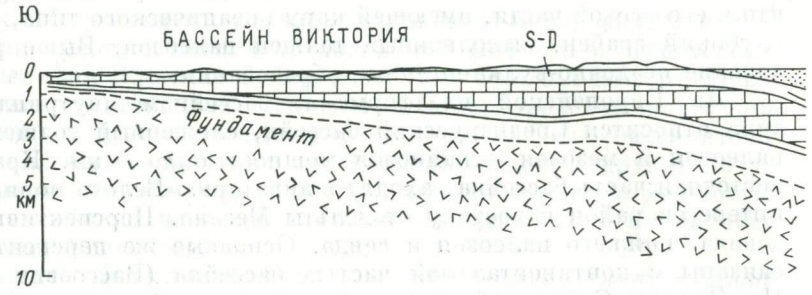
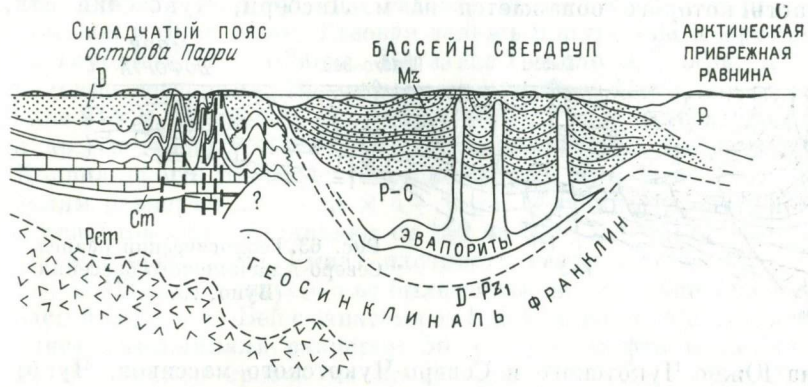


Рис. 62. Геологический разрез через бассейны

Северо-Гренландский бассейн не имеет широкого платформенного борта. Он вытянут вдоль Гренландской части Иннуитской складчатой системы, а также примыкает к северному окончанию Восточно-Гренландского пояса складок. Крайние западная и восточная части погружены под воды моря (впадины Квейн и Ванделя). Большой интерес представляют бассейны Бофорт-Маккензи и Северо-Аляскинский. Бассейн Бофорт-Маккензи отвечает обширной впадине, расположенной на северо-западном склоне Северо-Американской платформы. Западная граница бассейна образована мезозойской складчатостью Кордильер, краевая часть которых выражена поднятием хр. Ричардсон. В пределах шельфа западное ограничение связано с погребенным выступом Мартин. Бассейн в плане имеет изогнутую форму: южный участок, отвечающий впадине Пил, ориентирован меридионально, а более обширный северный — впадина дельты Маккензи — имеет субширотное, меняющееся на востоке на субмеридиональное простирание. Она протягивается до западного побережья о. Банкс и прослеживается далеко в море Бофорта. Северное ограничение бассейна предположительно связано с западным тянущимся от о. Принс-Патрик погруженным окончанием Иннуитской системы. Это окончание, располагающееся в краевой части шельфа и под континентальным склоном, получило название зоны хребтов фундамента, которая, по-видимому, участвует и в строении поднятия Бофорта, расположенного севернее.

В рассматриваемых границах большая северная широтная часть бассейна находится на шельфе моря Бофорта, а меньшая южная меридионально ориентированная часть прижата к Кордильерам. Для южных районов бассейна, отвечающих краевому прогибу Пил, разрез осадочных пород имеет мощность более 5 км. Его слагают терригенные породы протерозоя, терригенно-карбонатные отложения кембро-ордовика, карбонатные силура и среднего девона, песчано-глинистые верхнего девона, карбона, перми, мела и палеогена — неогена. В прибрежных районах строение осадочного разреза устанавливается по нескольким глубоким скважинам, пробуренным в районе дельты Маккензи. По этим данным



Арктической Канады (Дайнлей, 1971).

стратиграфический разрез в сторону моря становится более полным и мощность отложений увеличивается от 1,8 до 4,0 км.

В пределах шельфа мощности оцениваются в 6—10 км. Большинство скважин глубиной до 3,8 км вскрыли разрез четвертичных, неоген-палеогеновых и главным образом меловых песчано-глинистых пород. Предполагается, что нижнюю часть разреза слагают образования юры, триаса, возможно, пермо-карбона, девона и более древние. В осадочных породах имеются приразломные складки, образование которых связано со ступенчатым погружением фундамента бассейна в сторону океана.

Поиски нефти в бассейне ведутся давно. Это привело к открытию еще в 1920 г. на крайнем юге бассейна небольшого нефтяного месторождения Норман Уэллс, расположенного в среднем течении р. Маккензи. Нефтеносны рифогенные известняки среднего девона на глубине 300 м. В 1959 г. из скважины в дельте Маккензи был получен приток газа, а в 1965 г. приток нефти.

После 1970 г. на о. Ричардсон и п-ове Тук (дельта Маккензи) было открыто три месторождения: нефтяное Аткинс и расположенные западнее нефтегазовое Мейоджайк и газовое Таглу. На месторождении Аткинс (1970 г.) продуктивны песчаники нижнего мела мощностью 45 м на глубине около 1,8 км. На месторождении Мейоджайк газ получен с глубины 1,1 км, а нефть из рифогенных пород девона с глубины 2,8 км. Газоносные

горизонты месторождения Таглу вскрыты в интервале 2,4—2,9 км в меловых отложениях, и на глубине 3—3,5 км в триасовых.

Северо-Аляскинский бассейн занимает северное побережье Аляски и смежную часть шельфа Ледовитого океана. В тектоническом отношении бассейн отвечает Колвиллскому краевому прогибу и сопряженной с ним плите, являющейся частью погруженной Гиперборейской платформы. Фундамент последней имеет допалеозойский, частично и более молодой возраст. В пределах бассейна плита выделяется под названием Прибрежной арктической равнины. Северо-Аляскинский бассейн с юга ограничен антиклинорием хр. Брукса, с запада — Тигара-Чукотской меридионально вытянутой зоной поднятий, включающей палеозойский массив Тигара, восточная часть которого обнажается на м. Лисберн, Чукотский вал,

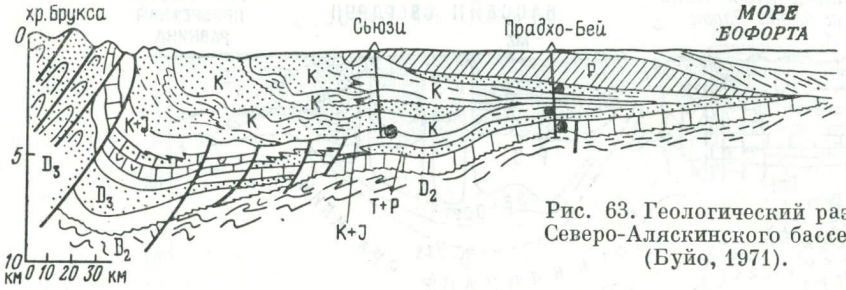


Рис. 63. Геологический разрез Северо-Аляскинского бассейна (Буйо, 1971).

состоящий из Южно-Чукотского и Северо-Чукотского массивов. Чукотский вал рассматривается как погребенное континентального типа сооружение, в пределах которого мощность осадочного слоя сокращается до 1 км. Элементом этой протяженной зоны можно рассматривать и раздробленный Чукотско-Юконский массив, выделяемый южнее. На востоке бассейн замыкается поднятием хр. Румянцева, поперечным выступом Мартин и западными склонами подводного поднятия Бофорта. Северное ограничение с некоторой условностью проводится вдоль континентального склона от поднятия Бофорта до Северо-Чукотского массива, где по геофизическим данным намечается зона приподнятого положения фундамента, ограниченная крупными нарушениями. Максимальные мощности осадочного выполнения до 6—7 км отмечаются в Колвиллском прогибе. На север они уменьшаются до 1 км. В строении разреза принимают участие в основном отложения палеозоя и мезозоя. Отложения девона и карбона мощностью около 2 км представлены доломитами, конгломератами, аргиллитами и известняками. Толща пермо-триаса мощностью до 1 км образована песчаниками с пачками известняков в подошве и кровле (рис. 63).

Юрские и меловые части разреза выражены песчаниками и глинами значительной мощности. На долю юрских отложений приходится около 1,2 км, на нижний мел — более 4 км, а на верхний — около 2 км. Палеоген, неоген и четвертичные слои представлены рыхлыми обломочными отложениями мощностью более 1 км.

Мезозойские отложения в Колвиллском прогибе смяты в широтно ориентированные антиклинальные зоны. Платформенный борт бассейна

состоит из двух впадин — Умиат на востоке и Чукотской на западе, разделенных поперечным поднятием Мид-Барроу. На поднятии у м. Барроу фундамент вскрыт на глубине 750 м, а во впадинах погружен на глубину до 5 км. В пределах этих структур различают отдельные антиклинальные поднятия, отражающие блоковые подвижки фундамента.

В бассейне уже известно более 15 нефтяных и газовых месторождений. Месторождения антиклинального типа. Продуктивны песчаники верхнего (серия колвилл) и нижнего мела (свита грандетанд), юры (свита кингэк), известняки и песчаники триаса (свиты шублик и ивишак), известняки карбона (свита лисберн).

Первые месторождения были вскрыты в прибрежной части бассейна на поднятии Барроу. Это газовое месторождение Барроу и нефтяные Симпсон и Фиш-Крик. Газовая залежь приурочена к юрским песчаникам на глубинах 770—1080 м. Ее запасы около 0,5 млрд. м³. Нефтеносны меловые песчаники. На месторождении Фиш-Крик они залегают на глубине 914 м. Плотность нефти 0,97 г/см³. Ряд небольших нефтяных (Умиат и др.) и газовых (Губик и др.) месторождений был открыт на склонах Колвиллского прогиба. Месторождения приурочены к брахиантиклиналям размером 22 ÷ 25 × 4 ÷ 5 км. Глубины залегания продуктивных горизонтов мела составляют от 150 до 1200 м, а юры — от 450 до 1500 м. На месторождении Умиат плотность нефти 0,84 г/см³.

В 1968 г. на побережье было обнаружено крупнейшее месторождение бассейна Прадхо-Бей с запасами от 1 до 4 млрд. т. Месторождение представляет антиклиналь размером 56 × 5 км. Нефть и газ были получены из песчаников триаса из интервалов 2463—2475 м, нефть плотностью 0,84 г/см³ из интервала 2597—2601 м, а также из известняков карбона (миссисипий, свита ивишак) с глубины 2851—2947 м. В 1969 г. в этом же районе было открыто еще три месторождения Югна, Эйлин и Дельта Стейт. Нефтеносны песчаники и известняки триаса на глубине в 3 км. Мощность продуктивных горизонтов около 100 м.

На Евразийском континенте к складчато-платформенным бассейнам Арктического сегмента относятся Печоро-Баренцевоморский и Анабаро-Хатангский бассейны.

Печоро-Баренцевоморский бассейн охватывает одноименную плиту и сопряженный с ней краевой Предуральско-Новоземельский прогиб. Бассейн располагается на шельфе Баренцева моря и ограничен на востоке герцинидами Северного Урала и Новой Земли, на севере — приподнятым выступом фундамента, образующим поднятия восточного Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа; на западе — поднятиями каледонской складчатости Шпицберген — Скандинавия; на юго-востоке и юге — склонами Балтийского щита и рифейским складчатым сооружением Тимана.

Бассейн сложен мощным до 10 км и более комплексом палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений, вскрытых бурением в Печорской синеклизе. Предполагается, что литологическая характеристика пород, слагающих бассейн в целом, их мощности, морские условия накопления и стабильное прогибание, наличие крупноамплитудных поднятий в акваториальной части бассейна — все это создает весьма благоприятную обстановку для процессов нефтегазообразования и формирования место-

рождений. Подтверждением служит нефтегазоносность Печорской синеклизы. Здесь в прибрежных районах уже доказана промышленная нефтегазоносность отложений нижнего триаса, верхней и нижней перми, карбона и девона. Нефтепроявления получены из пород мела, юры и кембрия. В прибрежных районах континентальной части бассейна обнаружены крупные месторождения нефти (Шапкинское, Харьягинское, Усинское, Среднемахаринское) и газа (Южно-Шапкинское, Лаявожское, Василковское). Нефтегазовые месторождения известны в более южных континентальных частях бассейна. На западных побережьях Новой Земли и о. Вайгач установлены битуминозные породы в девонских и кембрийских частях разреза, на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа битуминозны пачки в мезозойских и третичных слоях. Все это позволяет расценивать Печоро-Баренцевоморский бассейн как один из высокоперспективных морских бассейнов.

Анабаро-Хатангский бассейн представляет крупную депрессию на севере, ограниченную Таймырской складчатой областью и причленяющейся к ней частично погруженной Лено-Анабарской зоной мезозойской складчатости. Южное обрамление представлено склонами Сибирской платформы. На западе от Пясинской впадины Западно-Сибирского бассейна Анабаро-Хатангский бассейн отделен Янгодо-Горбитским поперечным поднятием. Восточное ограничение образовано Китчанским (Оленекским) выступом фундамента. В бассейн включены Анабарский и Предтаймырский краевые прогибы, Хатангская впадина и сравнительно узкая часть северного склона Сибирской платформы. Наиболее погруженные части бассейна заняты водами Хатангского, Анабарского и Оленекского заливов.

Бассейн имеет на юге докембрийский, на севере палеозойский фундамент, погружающийся в сторону складчатого борта на глубину 4—10 км. В строении бассейна участвуют песчано-глинистые мощные толщи главным образом перми и триаса, а также юры и мела. Они подстилаются известняками и песчаниками карбона. В Предтаймырском прогибе и в низовьях р. Хатанги установлены эвапориты девонского возраста. Они образуют соляные купола. В местах выходов соляных куполов на поверхность встречается девонская фауна и обломки диабазов.

В бассейне развиты также пологие антиклинальные складки, сложенные пермскими и мезозойскими слоями. К северу складки становятся более крутыми и осложнены нарушениями.

В бассейне известно большое количество нефтегазопроявлений как в естественных обнажениях, так и в скважинах. Они приурочены к пермским, триасовым, юрским и меловым отложениям. Поиски нефти ведутся с 1933 г. Притоки нефти до 1 т/сут получены из песчаников юры, триаса и перми при разбуривании отдельных соляных куполов. Представляют интерес и нормальные антиклинальные складки. В 1950 г. притоки нефти до 10 т/сут были получены из пермских пород на Тигянской антиклинали. Выходы нефти из пермских слоев известны также и в устье р. Оленека.

Внутрискладчатые бассейны составляют три группы: внутрипалеозойской складчатости, внутримезозойской складчатости и между подводными линейными, предположительно складчатыми элементами, выделяе-

мыми на шельфах. К первой группе относится бассейн Свердруп, располагающийся между внешней Элемирской и внутренней Мелвилл-Парри ветвями Иннуитской палеозойской складчатой области. Бассейн отвечает большей части островов Арктического архипелага Канады и представлен обширной асимметричной впадиной с более крутым северным и сравнительно пологим южным крыльями. Бассейн выполнен субплатформенными отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя мощностью 9—12 км (по некоторым данным до 18 км). Наиболее древними являются породы пенсильвания, залегающие в краевых частях бассейна на геосинклинальных образованиях среднего и нижнего палеозоя. Разрез начинается толщей песчаников, глин и конгломератов, перекрываемых эвапоритами и известняками пермо-карбона суммарной мощностью более 3 км. Верхнепермские слои мощностью до 2 км представлены песчаниками с прослоями известняков и конгломератов, перекрытых мощной толщей (до 10 км) терригенных пород триаса, юры и мела. Заканчивается разрез обломочной толщей палеогена — неогена мощностью 3 км.

В структуре бассейна выделяются западный и восточный прогибы, разделенные поперечным поднятием Эллеф-Рингнес, которое расположено на северном продолжении меридионального горстообразного поднятия фундамента Бутия, выделяемого в пределах Канадского щита.

Осадочные слои бассейна Свердруп образуют до 250 антиклинальных поднятий протяженностью от 20 до 160 км. В центральных частях широко развита соляно-купольная тектоника. Диапировые структуры образованы ангидритами, гипсами и солью пермо-карбонового возраста. В бассейне Свердруп установлены битуминозные песчаники нижнего триаса. В 1969 г. в скважине Дрейк-Поинт (о. Мелвилл) были получены притоки газа из пород юры, триаса и пермо-карбона с глубин от 1 до 3,3 км. Общая мощность продуктивных горизонтов оценивается в 160 м. Пористость песчаников равна 20—30% при проницаемости 1 дарси. Газовые залежи обнаружены на о. Кинг-Кристиан и на о. Эллеф-Рингнес (скв. Кристофер-Бей). На первом газоносны песчаники Хейберг триаса на антиклинальных структурах размером около 8 × 16 км, залежь расположена на глубине 600—650 м, высота залежи 155 м, пористость коллекторов 25—28%, проницаемость 1 дарси, плотность нефти 0,884 г/см^3. На втором газ получен с глубины 610 м. На западном побережье о. Элсмир в 1971 г. открыто нефтяное месторождение Ромулус, представляющее антиклинальную складку 16 × 6 км. Нефтеносны предположительно песчаники мела мощностью в 12 м на глубине около 1060 м. Прогнозные запасы бассейна Свердруп оцениваются в 1,4 млрд. т нефти и 840 млрд. м^3 газа.

К краевым частям мезозойского складчатого пояса Арктического сегмента приурочены бассейны Селавик, Южно-Врангелевский и Северо-Якутский.

Бассейн Селавик имеет небольшие размеры. Он отвечает долине р. Селавик и зал. Коцебу. Бассейн зажат между западным окончанием антиклинория хр. Брукса и Юконским срединным массивом. Его выполняет кайнозойская и, возможно, мезозойская толщи умеренной мощности. Нефтегазопроявления отмечаются в четвертичных отложениях.

Южно-Врангелевский бассейн обособляется к северу от Чукотской

складчатой области. Элементами обрамления являются складки о. Врангеля и Чукотско-Юконскии и Южно-Чукотский массивы. Западное замыкание бассейна предположительно увязывается с южным окончанием хр. Менделеева. По геофизическим данным, бассейн сложен осадочной толщей (3—4 км) кайнозоя, подстилаемой меловыми и более древними породами.

Северо-Якутский (Индигиро-Хромский) бассейн вытянут вдоль Восточно-Сибирского моря и включает Приморский прогиб Якутии. С юга бассейн ограничен Верхояно-Колымской складчатой зоной и склоном Колымского массива. Восточное и северное замыкание образовано Анюйской складчатой зоной, протягивающейся через Медвежьи на Ляховские острова. На западе бассейн ограничен южной частью Новосибирско-Ляховской складчатой зоной. Фундамент бассейна частично образован Хромским погребенным массивом. Разрез представлен отложениями мезозоя — кайнозоя мощностью до 3—4 км.

На шельфе морей Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском намечается еще по крайней мере три бассейна: Лаптевоморский, Восточно-Сибирский и Чукотский. Все они представляют крупные шельфовые впадины, ограниченные морфологически выраженными складчато-глыбовыми линейно вытянутыми приподнятыми зонами. Строение этих бассейнов еще только начинает выясняться, поэтому их описание дается в самой общей форме. Лаптевоморский бассейн заключен между Лено-Анабарской и Новосибирско-Ляховской мезозойскими складчатыми зонами на юге и востоке и герцинской складчатостью Таймыра — Северной Земли на западе. Северное ограничение бассейна проводится вдоль континентального склона. Центральная часть бассейна отвечает Лаптевоморскому массиву.

Восточно-Сибирский бассейн расположен между меридиональными поднятиями хр. Менделеева на востоке и хр. Ломоносова, переходящего в Новосибирско-Ляховскую зону поднятий, на западе. Южное замыкание связано с Аюнской складчатой зоной. Основание бассейна образовано Новосибирским массивом. Чукотский бассейн ограничен поднятием хр. Менделеева, системой Чукотских массивов и складчатой зоной о. Врангеля.

Все бассейны сложены достаточно мощными (до 5—10 км) осадочными породами мезозоя — кайнозоя, а возможно, и палеозоя, образующими крупные поднятия и прогибы. Южная часть Восточно-Сибирского бассейна заходит в район Чаунской губы на сушу, образуя Раучанскую впадину. Впадина выполнена песчано-глинистой толщей верхней юры — нижнего мела, смятыми в брахискладки. Лаптевоморский бассейн на суше отвечает молодой Янской впадине, сложенной породами кайнозоя и верхнего мела. Чукотский бассейн, возможно, выходит на северное побережье о. Врангеля. В строении бассейна участвуют карбонатные и терригенные отложения верхнего девона, нижнего карбона, триаса и более молодые.

Периконтинентальные бассейны могут быть намечены в Арктическом сегменте. Они должны быть приурочены к зонам сочленения океанических котловин с краевыми частями шельфа, образованными платформенными или складчатыми структурами. Два таких бассейна — Норвежский (Норвежского моря) и Восточно-Гренландский (Гренландского моря) — устанавливаются в Еврамериканском субсегменте. Еще

один гипотетический Арктический бассейн намечается между Котловиной Нансена и краевым Баренцевым валом, включающим Шпицберген, Землю Франца-Иосифа, Северную Землю. Все эти бассейны относятся к периконтинентально-платформенному типу. Аналогичного типа бассейны, возможно, существуют по периферии Иннуитской складчатой системы к северу от поднятия Бофорта в краевых частях ряда глубоководных котловин.

Норвежский бассейн вытянут вдоль побережья Скандинавии, занимая континентальный шельф и подножье, плато Воринг, и смежную часть Норвежской котловины. На юге бассейн ограничен структурой Фареро-Исландского порога, на севере зоной, включающей каледониды Северной Норвегии и Шпицбергена (линия Геера). На палеозойском складчатом основании, имеющем сложно расчлененный рельеф, залегает толща мезозойских и кайнозойских пород. По данным Ф. Стюгарда (Stugard, 1971) разрез представлен неконсолидированными осадками со скоростями 1,7—2,0 км/с, полуконсолидированными отложениями (2,1—2,9 км/с) и консолидированными породами (3,0—4,8 км/с). Для фундамента устанавливается скорость 4,9—5,8 км/с. Первый слой мощностью до 250 м и более считается четвертичным, второй мощностью от 100 до 1000 м относится к верхнетретичным отложениям. Консолидированные породы подразделяются на три части: третично-меловые с максимальной мощностью до 2,5 км, верхнемезозойские — до 3,2 км и нижнемезозойские — до 4 км. Суммарные мощности колеблются от 2 до 5 км. Максимальные значения разреза до 7 км устанавливаются в зоне сочленения континентального шельфа с подводным плато Воринг. Северная часть бассейна поднятием Лофонтенских островов расчленяется на два прогиба внутренний и внешний. Предполагается, что бассейн состоит из ряда частных впадин, разобщенных приподнятыми зонами. В 1971 г. в скважине, пробуренной на о. Анне в 80 км к северо-западу от г. Нарвик, был получен промышленный газ.

Восточно-Гренландский бассейн располагается вдоль восточного побережья Гренландии, захватывая шельф и часть Гренландской котловины. На севере и юге ограничение связано с поперечными структурными порогами. В континентальной краевой части складчатый фундамент имеет палеозойский возраст. Судя по обнажениям восточной периферии Гренландии («Геология Арктики», 1964) в строении бассейна принимают участие континентальные красноцветные песчаники и конгломераты девона мощностью в несколько километров, континентальные грубообломочные толщи карбона и нижней перми мощностью до 5 км, морские породы, представленные конгломератами, глинами, известняками и гипсами умеренной мощности. Отложения триаса образованы карбонатно-терригенными морскими и континентальными породами мощностью до 1 м. Юрские и меловые морские песчаники и глины имеют мощность более 1 км. Кайнозойские породы образованы в основном базальтами, основными дайками и интрузиями, а также континентальными отложениями. Наблюдается закономерное увеличение мощности мезозойских отложений к востоку. В этом же направлении происходит замещение континентальных фаций на морские. Слои смяты в пологие складки платформенного типа.

Глава XI

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ ПОД ДНОМ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Как было показано выше, нефтегазовая геология выработала за 150 лет своего существования несколько общих геолого-геохимических критериев, которым должны удовлетворять любые нефтегазоносные регионы, будь то в море или на суше. Эти регионы обособляются в нефтегазоносные или возможно и потенциально нефтегазоносные бассейны, являющиеся основной генетической категорией нефтегеологического районирования крупных территорий и акваторий.

Главным положением является наличие достаточной первоначальной (не менее 3—4 км) мощности осадочного разреза и присутствие в нем консолидированных пород субаквального происхождения, находящихся или находившихся в оптимальных условиях нефтегазообразования, т. е. на уровне главной фазы нефтеобразования Н. Б. Вассоевича. Консолидированные породы играют роль генераторов углеводородов и покрышек.

Рассмотрение геологического строения дна Мирового океана с этих позиций с учетом уровня современной его изученности показало, что осадочный слой является сложно построенным телом, состоящим из отдельных мощных линз консолидированных пород, рассматриваемых в качестве осадочно-породных бассейнов, разобщенных или полями сравнительно маломощных и в значительной степени слабоуплотненных отложений или, наоборот, зонами поднятий кристаллических и метаморфических образований.

Анализ строения осадочной толщи дна Мирового океана позволил выделить около 200 морских бассейнов различных типов (табл. 1).

Континентальных бассейнов на всех материках насчитывается до 150. Таким образом, общее количество бассейнов Земного шара составляет около 350. Из них с доказанной нефтегазоносностью известно 136 бассейнов или несколько более 42%. В 85 морских бассейнах уже открыты промышленные месторождения нефти и газа (~50%), для континентальных это соотношение равняется 42% (55 бассейнов с доказанной нефтегазоносностью). Отсюда можно сделать вывод, что наиболее благоприятны для нефтегазонакопления те осадочно-

Таблица 1

Распространение бассейнов различного типа по океаническим сегментам

Сегменты	Типы бассейнов							
	Внутриплатформенный	Складчато-платформенный	Внутрискладчатый	Периконтинентально-платформенный	Периконтинентально-складчатый	Периокеанический	Внутриокеанический	Всего
Индоокеанский	5 (2) *	8 (5)	—	18 (5)	1 (—)	6 (—)	2 (—)	40 (12)
Атлантический	5 (3)	12 (11)	18 (12)	21 (11)	—	8 (3)	1 (—)	65 (40)
Тихоокеанский	2 (1)	1 (—)	35 (16)	—	10 (5)	16 (6)	—	64 (28)
Арктический	5 (1)	7 (3)	7 (1)	3 (—)	?	—	—	22 (5)
Всего	17 (6)	27 (19)	60 (29)	42 (14)	11 (4)	30 (9)	3 (—)	191 (85)
Континент	+	+	+	—	—	—	—	150 (55)
								341 (140)

* В скобках количество бассейнов с доказанной нефтегазоносностью.

породные бассейны, которые остаются областью устойчивого прогибания, сопровождаемого морской седиментацией.

Приведенная таблица показывает, что бассейны довольно равномерно распределены по океаническим сегментам. Причем их количество зависит не столько от площади сегмента, сколько от протяженности берегового обрамления. Наибольшее количество бассейнов в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах (65 и 64, соответственно), меньше в Индоокеанском (40) и Арктическом (22).

Обращает на себя внимание тот факт, что различия в строении океанов, в их происхождении и уровне развития отражаются на распространенности типов бассейнов и их количестве. Так в Индоокеанском сегменте, обрамление которого образовано древними платформами, отсутствуют бассейны внутрискладчатого типа. Очень ограничено количество периконтинентально-складчатых и периокеанических бассейнов. В Тихоокеанском сегменте, наоборот, нет бассейнов периконтинентально-платформенных, а складчато-платформенный тип представлен только одним неизученным антарктическим бассейном моря Росса. В Атлантическом сегменте, как и в Арктическом, отсутствуют периконтинентально-складчатые бассейны, которых много в Тихоокеанском. В Арктическом сегменте, кроме того, нет бассейнов периокеанического типа. Наибольшее количество бассейнов (60, т. е. более 31%) приходится на долю внутрискладчатых бассейнов, среди которых и наибольший процент нефтегазоносных (почти 36%). На втором месте (22%) находятся периконтинентально-платформенные, на третьем и четвертом — периокеанические (15%) и складчато-платформенные (14%) бассейны. На внутриплатформенные

и периконтинентально-складчатые бассейны приходится соответственно 8 и 7%. Пока не приходится говорить о собственно внутриокеанических бассейнах. Их существование на современной стадии изученности таких структурных элементов внутри океанов, как поднятия Брокен, Роколл, Фиджи и другие, не может считаться доказанным. Однако такой тип бассейнов теоретически может существовать во внутренних районах океанических пространств.

Показательна приуроченность осадочно-породных бассейнов к участкам сочленения континентальных структур с океаническими. Как отмечает В. Е. Хаин (1972 г.), бассейны располагаются на переходе от континентальной к океанической коре, в пограничных зонах между платформами и океанами, орогенами и океанами, платформами и геосинклиналями. В этой связи, намечается определенная пространственная генетическая приуроченность нефтегазоносных бассейнов к крупным геоструктурным зонам земного шара. Эта приуроченность нашла выражение в выделении упоминавшихся в главе IV главных поясов нефтегазообразования и нефтегазонакопления (Хаин, 1970; Левин, Хаин, 1971).

Согласно развиваемым в настоящей работе представлениям, можно выделить три группы поясов: периокеаническую, периконтинентальную и эпигеосинклинальную. Каждая группа поясов обычно включает бассейны определенных типов.

Периокеаническая группа поясов, объединяющая бассейны преимущественно одноименного названия, а также и внутрискладчатые, получила распространение главным образом в западной половине Тихого океана, а также в Карибском регионе, в зонах незавершенной складчатости островных дуг. Бассейны Тихоокеанско-Карибского региона представляют собой узкие прогибы, сложенные мощными кайнозойскими отложениями и подстилаемыми корой как океанического, так и континентального типов. Один борт бассейнов связан с поднятием островной дуги, а другой или с внешним склоном глубоководного желоба, или с погребенным блоком более древней консолидации. Бассейны обычно связаны с глубоководными котловинами, желобами и узкими шельфовыми участками.

Периконтинентальная группа поясов развита вдоль значительных частей периферий всех континентов. По преобладающему типу присутствующих нефтегазоносных бассейнов можно выделить несколько разновидностей поясов. Вдоль Тихоокеанского побережья обеих Америк развитие получили преимущественно периконтинентально-складчатые бассейны, а также — внутрискладчатые. Этот пояс можно выделить под названием Восточно-Тихоокеанского. По периферии Индостана, Африки, большей части Австралии и Антарктиды, а также вдоль атлантического побережья Южной и Северной Америки, пояс представлен в основном периконтинентально-платформенными бассейнами. Поэтому он может быть назван Индо-Атлантическим.

Бассейны сложены толщей мезозоя и кайнозоя, возможно и более древними слоями. Ограничение по простиранию бассейнов образовано протяженными уходящими в океан выступами фундамента, а со стороны океана — краевым океаническим валом, на склоне которого происходит выклинивание гранитного слоя земной коры. Поэтому бассейны Восточно-

Тихоокеанского и Индо-Атлантического поясов почти целиком располагаются на коре континентального типа. Они захватывают шельф, континентальный склон и примыкающую к нему часть океанической котловины.

Кроме двух указанных подразделений, группа периконтинентальных поясов включает и третье, составляющее обрамление Арктического и севера Атлантического сегментов. Этот Арктический и Субарктический пояс, имеющий переходный характер, на востоке образован мезозойской складчатостью, а на западе — гетерогенной структурой, включающей и древние платформы, и зоны палеозойской складчатости. Здесь развиты в основном внутрискладчатые, складчато-платформенные, внутриплатформенные и периконтинентально-платформенные бассейны на коре континентального типа. Однако в ряде случаев (Североморско-Балтийский, Печоро-Баренцевоморский, Баффинов бассейны) земная кора приобретает океанические черты за счет исчезновения гранитного слоя. В строении бассейнов участвуют отложения палеозоя, мезозоя и более молодые. Бассейны располагаются на шельфе и, возможно, на континентальном склоне.

Эпигеосинклинальной группе поясов принадлежат Средиземноморские бассейны (внутрискладчатые и складчато-платформенные) и бассейны Западно-Тихоокеанской переходной области (внутрискладчатые). Наиболее погруженные части бассейнов лишены гранитного слоя. Осадочный разрез образован преимущественно отложениями мезозоя — кайнозоя. Все эти бассейны приурочены к мелководным и глубоководным морским котловинам.

Несомненный интерес представляет то обстоятельство, что значительная часть морских бассейнов рассмотренных поясов сложена породами мезозоя и кайнозоя, являющимися, как образно отметил В. Е. Хаин (1972 г.), свидетелями образования современных океанов Земли. На долю этих отложений приходится более 85% запасов нефти.

Рассмотрение стратиграфического диапазона нефтегазоносных толщ по сегментам дает весьма интересную закономерность: чем древнее океан, тем моложе возраст продуктивных горизонтов. В самом древнем Тихоокеанском сегменте наибольшее развитие получила нефтеносность кайнозоя, в Индоокеанском и Атлантическом значительная нефтегазоносность связана с мезозоем. В самом молодом, как считается, Арктическом сегменте нефтегазоносны, наряду с мезозойскими слоями, также отложения палеозоя.

Это можно объяснить тем, что в более древних океанах фундамент осадочного слоя претерпел переработку за счет глубокого погружения или за счет появления новообразованной коры. В Арктическом сегменте в строении дна принимают участие блоки древних платформ, осадочный чехол которых не потерял своих нефтегенерационных способностей и в которых имеются нефтегазовые месторождения.

В заключение остановимся на некоторых условиях выделения осадочно-породных бассейнов на дне морей и океанов. Определенную помощь оказывает геологическое строение смежных участков континентов. Как правило, крупные структурные положительные элементы и зоны нарушений протягиваются далеко в море в виде поднятий дна. Все больше

данных появляется о существовании сквозных элементов, сопровождающих зоны нарушений, секущих как континентальные, так и океанические структуры. В качестве примера можно привести уже упоминавшуюся линию Урал — Мадагаскар — Антарктида или линию Аденский залив — Шиллонгский массив и др. Прослеживание этих зон позволяет обособлять бассейны в продольном направлении. В поперечном направлении бассейны, располагающиеся в краевой части континента (периконтинентальные типы бассейнов) обычно со стороны океана ограничены крупным краевым океаническим валом в пределах континентального подножия или абиссальных равнин. Существование этого вала устанавливается геофизическими методами, как гравиметрией, так и сейсмосъемкой. Обычно, на склоне вала, обращенном к континенту, происходит исчезновение гранитного слоя, а сам вал отвечает приподнятому положению базальтового слоя и мантии. На склоне вала наблюдается резкое сокращение консолидированных пород, заполняющих глубокую депрессию между ним и континентом. Поэтому контур распространения гранитного слоя и может являться в первом приближении внешней границей нефтегазоносного бассейна. Эта зависимость является ценным поисковым признаком. Другой поисковый признак вытекает из характеристики разреза земной коры, получаемой геофизическими методами (табл. 2).

Таблица 2

Обобщенная геолого-геофизическая характеристика разреза земной коры

№ слоя	Скорость, км/с	Плотность, г/см³	Характеристика слоев разреза		Нефтегазогенерационные зоны осадочного бассейна
1	1,8—2,2	2,0	Осадочный	Рыхлые осадки	Газогенная
2	2,2—2,8	2,2	Осадочный	Полуконсолидированные отложения	Газогенная
3	2,8—4,5	2,4	Осадочный	Консолидированные породы	Нефтегазогенная
4	4,5—5,0	2,6	Осадочный	Сильно уплотненные породы	Газоконденсатно-газогенная
				Второй океанический слой	
5	5,0—5,8	2,7	Гранитный	Метаморфические, кристаллические породы	Основание бассейна
6	6,0—6,8	2,8	Базальтовый	Базальты — I	Основание бассейна
7	6,8—7,2	3,0	Базальтовый	Базальты — II	Основание бассейна
8	7,4—7,8	3,1		Мантия — I	Основание бассейна
9	8,0—8,2	3,4		Мантия — II	Основание бассейна

Геофизическими методами устанавливается не только общая мощность осадочного разреза бассейна, но и присутствие слоя консолидированных пород со скоростями 2,8—4,5 км/сек и плотностью 2,4 г/см³. Именно эти параметры определяют отложения, находящиеся, как правило, на стадии среднего катагенеза. Присутствие этой толщи в осадочно-породном бассейне свидетельствует о его возможной нефтеносности.

Проведенный анализ нефтегазоносности дна Мирового океана показывает, что распространение бассейнов не зависит ни от глубины погружения дна водоема, ни от типа земной коры. Основное условие — наличие мощных отложений с определенным уровнем катагенетического преобразования субаквальной части разреза. Оно реализуется в полосе сочленения континентальных структур с океаническими или складчатых сооружений с платформами, где формируются бассейны различного типа. Непосредственно в пределах океанов, в глубоководных впадинах и на срединно-океанических хребтах нет объективных условий для существования нефтегазоносных бассейнов. Как исключение, бассейны могут сохраниться лишь в тех участках, где можно предполагать погруженные блоки континентального строения типа хребтов Брокен, Крозе, Роколл, Сейшелы.

Следует подчеркнуть, что прямой связи между разломами и распространением нефти и газа не существует: разломы повсеместны, а нефтегазовые месторождения располагаются лишь в пределах мощных осадочных бассейнов. Не приходится пока говорить и о существовании какой-либо зависимости распространения нефтегазоносности от так называемых зон погружения плит литосферы, согласно теории «тектоники плит».

Геолого-геофизические исследования, а также морское бурение позволяют выделять осадочные бассейны и проводить в них поисково-разведочные работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История геолого-поисковых работ на нефть и газ может быть подразделена на два основных этапа: континентальный и морской. Первый этап начался в 1848 г., когда на нефтепромысле Биби-Эйбат у Баку впервые была пробурена нефтяная скважина. Результатом более чем столетних поисково-разведочных работ явилось открытие во всем мире более 25 тысяч нефтяных и газовых месторождений, бурение нескольких миллионов скважин.

Позднее было обращено внимание на поиски нефти в прибрежных мелководных участках морей. В 1922 г. на Каспии было начато морское бурение и обнаружено первое месторождение на море, в 1949 г. началось морское бурение в Мексиканском заливе.

Оценка перспектив нефтегазоносности осуществлялась экстраполяцией на морское дно геологических данных смежных осушенных районов. Теоретическое обоснование нефтеносности морских площадей впервые было дано И. М. Губкиным (1935, 1937), В. Праттом (1944, 1947, 1954) и И. О. Бродом (1947, 1955, 1964). Развитие техники морских геолого-геофизических работ и бурения на море привело к открытию целого ряда месторождений в Каспийском море, Мексиканском заливе, у берегов Калифорнии, Японии, Индонезии, в Персидском заливе, Северном море, Гвинейском заливе и других акваториях. Все месторождения располагаются на шельфе.

Новый морской этап поисково-разведочных работ начался сравнительно недавно всего 10—15 лет назад и связан с техническим решением вопроса бурения морских скважин практически на любых глубинах, на любом удалении от берега. Это резко усилило интерес во всем мире к поискам нефти и газа под дном океанов и морей. Возможности открытия нефтегазовых месторождений в водах Мирового океана сразу во много раз активизировали геологическую деятельность более чем 75 государств. И хотя поиски нефти на суше продолжают оставаться важнейшей задачей, тем не менее можно считать, что начался новый морской этап поисково-разведочных работ на нефть и газ. Начало этапа следует датировать 1958 г., когда в Женеве была подписана конвенция ООН о принадлежности полезных ископаемых шельфа государствам, к территории которых примыкает шельф.

Отличия морского этапа от континентального заключаются в открытии принципиально новых типов бассейнов (периконтинентально-платформен-

ных, периконтинентально-складчатых, периокеанических), в появлении возможности более полно восстановить историю формирования нефтегазоносных бассейнов различного типа, исходя из объективного понимания развития литосферы вообще и ее осадочного слоя, в особенности. Вовлечение обширного материала по геологии и нефтеносности не только континентальных частей бассейнов, но и их подводного продолжения и увеличение количества самих бассейнов будет способствовать созданию более полной теории происхождения нефти и формирования ее месторождений.

Особое значение на этом этапе приобретают геофизические методы разведки и их геологическая интерпретация. Изменяется и усложняется техника ведения буровых работ, исследования скважин, их опробование и эксплуатация.

Все это привело к появлению новой специализации, получившей название «морской нефтегазовой геологии». Морской геолог-нефтяник кроме традиционных нефтегеологических представлений должен быть более осведомленным в области как строения океанических и пограничных с океаном структур земной коры, так и возможностей и результатов, получаемых морскими геофизическими съемками.

Советский Союз является великой морской державой. Моря и океаны, омывающие берега СССР, представляют собой реальный резерв дальнейшего значительного увеличения добычи нефти и газа. Обобщение всего опыта, накопленного в предыдущие десятилетия, применение новой техники, специфической методики поисково-разведочных морских работ, использование специально подготовленных кадров — все это дает возможность уже в ближайшие годы «развернуть поисково-разведочные работы в прибрежных шельфовых зонах морей и океанов с целью выявления перспективных подводных месторождений нефти и газа» (Директивы XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 годы. М., Изд-во полит. лит., 1972, с. 24).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. М., «Наука», 1972, 150 с. Авт.: Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А. и др.

Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1971, 542 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968, 252 с.

Безруков П. Л. Донные осадки Охотского моря. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 15—95 («Труды ин-та океанологии АН СССР», т. 32).

Беляевский Н. А., Родников А. Г. Земная кора Дальневосточных морей и островных дуг. — В кн. «Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1972, с. 64—104.

Брод И. О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М., «Недра», 1964, 60 с.

Брод И. О., Левинсон В. Г. Происхождение нефти и нефтегазонакопление. М., Гостоптехиздат, 1955, 240 с.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 135—156.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967, 216 с.

Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. — В кн. «Докл. советских геологов на Межд. Геол. Конгрессе в Праге. XXIII сессия», М., «Наука», 1968, с. 43—51.

Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования земной коры в области Атлантического океана. М., «Недра», 1967, 170 с.

Гайнанов А. Г., Строев П. А. Некоторые черты строения земной коры в Красном море, Аденском заливе и северо-западной части Индийского океана. — «Вестн. моск. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 6, с. 3—15.

Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1968, № 3, с. 17—26.

Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения дна Берингова моря. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1968, № 8, с. 3—11.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966, 450 с.

Геология Арктики. М., «Мир», 1964, 516 с.

Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований. — «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1970, № 2, с. 81—103. Авт.: Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П. и др.

Голуб Д. П., Эфендиева М. А. Некоторые черты геологического строения Северного моря по магнитным данным. — «Океанология», 1970, № 6, с. 12—18.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966, 234 с.

Геодекян А. А. Геохимические исследования морей и океанов. — «Советская геология», 1970, № 2, с. 3—7.

Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф. Геолого-геохимические аспекты оценки перспектив нефтегазоносности акваторий. — «Советская геология», 1972, № 10, с. 3—13.

Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969, 378 с.

Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1970, 201 с. («Труды Сахалинского компл. науч.-исслед. ин-та», вып. 24, Геофиз. сб., № 2).

Геофизические методы разведки в Арктике. Сб. статей, вып. 6, Л., 1971, 134 с.

Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972, 160 с.

Гурарий Н. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным М., изд-во АН СССР, 1963, 125 с. («Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 98).

Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Новые данные о геологическом строении дна Северного Ледовитого океана по материалам геофизических исследований. — В кн. «Методика, техника и результаты геофизической разведки». М., «Недра», 1967, с. 346—350.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия земли. М., «Недра», 1967, 278 с.

Егиазаров Б. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., «Недра», 264 с.

Живаго А. В. Рельеф дна Южного океана. — В кн. «Рельеф Земли». М., «Наука», 1967, с. 294—308.

Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. Сб. статей «Верхняя мантия», № 9, М., «Наука», 1972, 240 с.

Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана.— В кн. «Условия седиментации в Атлантическом океане». М., «Наука» 1971, с. 107—246.

Игревский В. И., Будников Н. П., Левченко В. Л. Основные задачи морских геолого-разведочных работ в СССР. «Советская геология», 1972, № 11, с. 9—24.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 1, 2, М., «Наука», 1972, 231 с.

История Мирового океана. М., «Наука», 1971, 288 с.

Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969, 222 с.

Кропоткин П. Н., Шахфарстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965, 364 с. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 134).

Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. — В кн. «Рельеф Земли». М., «Наука», 1967, с. 276—286.

Кленова М. В. Геология Баренцова моря. М., изд-во АН СССР, 1960, 367 с.

Ковылин В. М. Строение осадочной толщи и земной коры в юго-западной и центральной частях Тихого океана по данным сейсмических исследований. — «Океанология», 1970, т. X, вып. 2, с. 287—300.

Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 34—49.

Лисицин А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966, с. 576.

Леонтьев О. К. Дно океана, М., «Мысль», 1968, 318 с.

Менард Г. Ч. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 271 с.

Моделевский М. Ш., Толстой Н. С. Геология и нефтегазоносность Арктических и Субарктических районов мира. М., ВНИИОЭНГ, 1970, 116 с.

Морская геология и геофизика, вып. 1 (Всесоюзн. НИИ морской геол. и геофиз.), Рига, «Занатне», 1970, 161 с.

Морские гравиметрические исследования. Вып. 1—6, М., Изд-во моск. ун-та, 1961, 1972.

Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР. М., «Недра», 1971, 184 с.

Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965, 600 с. Авт.: Брод О. И., Васильев В. Г., Высоцкий И. В. и др.

Океан. М., «Мир», 1971, 190 с.

Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, 366 с.

Оленин В. Б. Новый нефтегазоносный континент. М., «Недра», 1969, 150 с.

Оленин В. Б., Соколов Б. А. Новые перспективы нефтегазоносности акваторий земного шара. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 6, с. 1364—1367.

Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1, 2. М., «Наука», 1970, 400 с.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, с. 67—74.

Пратт В. Е. Нефть на континентальных шельфах. В кн. «География нефти». М., ИЛ, 1954, с. 249—253.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972, 222 с.

Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, 278 с.

Соколов Б. А., Серегин А. М. К проблеме нефтегазоносности морей и океанов. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол», 1970, № 5, с. 25—43.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964, 376 с.

Тектоника Евразии. М., «Наука»,1966, 488 с.

Тектоника Европы. М., «Наука», 1964, 364 с.

Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР.

Л., «Недра», 1970, 301 с. Авт.: Кузнецов Ю. Я., Левин Л. Э., Маловицкий Я. П. и др.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, 394 с.

Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов.— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 2, 125—138.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971, 547 с.

Хаин В. Е. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. — «Геотектоника», 1972, № 4, с. 3—34.

Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин мирового океана. — «Докл. АН СССР, 1971, № 5, т. 200, с. 185—188.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М., ИЛ, 1962, 148 с.

Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969, 464 с.

Bassinger B. G., Harbison R. N., Weeks L. A. Marine geophysical study Northeast of Trinidad-Tobago — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1971, vol. 55, No. 10, p. 1730—1740.

Butler L. W. Shallow Structure of the Continental Margin Southern Brazil und Uruguay. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, vol. 81, No. 4, p. 1079—1096.

Conolly I. R., Flavelle A., Dietz R. S. Continental margin of the Great Australian Bight. — «Marine Geol.», 1970, No. 8, p. 56—68.

Ewing I., Houtz R., Ludvig W. Sediment distribution in the Coral Sea. — «J. Geoph. Res.», 1970, vol. 75, No. 11, p. 2143—2149.

Francis T. J. C., Davies D., Hill H. N. Crustal structure between Kenya and the Seychelles. — «Phil. Trans. Roy. Soc.», 1966, A., vol. 259, p. 427—449.

Hayes D., Ewing M. North Brazilian ridge and adjacent continental margin. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, No. 11, p. 2120—2150.

Hawkins L. V., Hennion J. F., Nafe J. E., Thyer R. F. Geophysical investigation in the area of the Perth basin, W. Australia. — «Geophysics», 1965, vol. 30, No. 6, p. 1026—1052.

Hedberg H. D. Continental Margins from Viewpoint of the Petroleum Geologist. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, No. 1, p. 3—43.

Initial Reports of Deep sea Drilling Progest. Vol. 1—7 (1, 2 part). New Jork, 1971.

Kent P. E., Walmsley P. J. North Sea. London, «Progrese», 1969, 268, p.

Lattimore R. K., Weeks L. A., Mordock L. W. Marine geophysical reconnaissance of continental margin north of Paria Peninsula, Venezuela. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1971, vol. 55. No. 10, p. 2650—2657.

Leyden R., Ewing M., Simpson E. S. Geophysical reconnaissance on African shelf: 1. Cape Town to East London. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1971, vol. 55, No. 5, p. 651—657.

Ludwig W. J., Houtz R. E., Ewing M. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers ridge, Chirshow ridge and enclosed Basins. — «J. Geoph. Res.», 1971, vol. 76, No 26, p. 6367—6375.

Ludwig W. L., Ewing J., Ewing M. Structure of Argentine continental margin. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geolog.», 1968, vol. 52, No. 12, p. 2337—2368.

Menard H. W. Transitional Types of Crust under smoll Ocean Basins. — «J. Geoph. Res.», 1967, vol. 72, No. 12, p. 3061—3073.

Mollan R. G., Craig R. W., Lofting M. Geological framework of continental shelfs of Northwest Australia. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, No. 4, p. 583—600.

Narain H., Kaila K. L., Verma R. K. Continental margins of India. — «Canad. J. Earth Sci.», 1968, vol. 5, p. 248—256.

Ostenso N. A. Geophysical studies in the Greenland Sea. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1968, vol. 79, No. 1, p. 107—132.

Parke M. L., Emery K. O., Szymankiewiez R., Reynolds L. M. Structural framework of continental margin in South China Sea. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1971, vol. 55, No. 5, p. 723—751.

Rodolfo K. S. Bathymetry and Marine Geology of the Andaman Basin and Tectonic Implicatians for S—E Asia. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1969, vol. 80, No. 7, p. 1203—1230.

Sediments and Structure of the Japanese Trench. — «J. Geoph. Res.», 1966, vol. 71, No. 8, p. 2121—2137. Aut.: Ludwig W. I., Ewing I. I., Ewing M. at al.

Sheridan R. E., Houtz R. E., Drake C. L., Ewing M. Structure of Continental Margin of Sierra Leone, Wet Africa. — «J. Geoph. Res.», 1969, vol. 14, No. 10, p. 2512—2530.

Stugard F., Giant N. Sea Tertiary sediments extend to the Arctic.— «Oil and Gas. J.», 1971, vol. 11, No. 9, p. 289—296.

The Earth's crust and upper mantle. Geophys. monogr. 13. New-Jork. Amer. Geoph. Un., 1969, 642 p.

The Sea. Vol. 3, New-York, 1963, 584 p.

The Sea. Vol. 4, part 1, 2. New-York, 1970.

Uchupi E., Emery K. O. Structure of Continental Margin off Gulf Coast of United States. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1968, vol. 52, No. 7, p. 1162—1193.

Uchipi E., Phillips J., Bowin C., Bunce E. T., Knott E. Continental rise off eastern north America. -- «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, No. 1, p. 54—62.

Wageman I. M., Hilde T. W. C., Emery K. O. Structural Framework of East China Sea and Jellow Sea. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, No. 9, p. 1611—1643.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение (*Б. А. Соколов*) 3

Глава I. Методы изучения геологии дна акваторий (*А. Г. Гайнанов, Б. А. Соколов*) 5

Глава II. Основные структурные элементы дна Мирового океана и их характеристика (*Д. В. Несмеянов, А. Г. Гайнанов*) 11

Глава III. О происхождении океанов (*А. Г. Гайнанов*) 30

Глава IV. Современные представления о происхождении нефти и газа и размещении их месторождений (*Б. А. Соколов*) 37

Глава V. Строение осадочной толщи дна Мирового океана (*Б. А. Соколов*) 44

Глава VI. Нефтегеологическое районирование дна Мирового океана (*Б. А. Соколов, Д. В. Несмеянов, А. М. Серегин*) 53

Глава VII. Геологическое строение и нефтегазоносность Индоокеанского сегмента (*Б. А. Соколов, А. Г. Гайнанов, А. М. Серегин*) . . . 56

Глава VIII. Геологическое строение и нефтегазоносность Атлантического сегмента (*Д. В. Несмеянов, А. Г. Гайнанов, Б. А. Соколов*) . . . 90

Глава IX. Геологическое строение и нефтегазоносность Тихоокеанского сегмента (*Б. А. Соколов, Д. В. Несмеянов, А. Г. Гайнанов, А. М. Серегин*) 147

Глава X. Геологическое строение и нефтегазоносность Арктического сегмента (*Б. А. Соколов*) 194

Глава XI. Основные закономерности размещения нефтегазоносных бассейнов под дном морей и океанов (*Б. А. Соколов, Д. В. Несмеянов*) 218

Заключение (*Б. А. Соколов*) 224

Список литературы 226

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Борис Александрович Соколов,
Адонис Гарифьянович Гайнанов,
Дмитрий Васильевич Несмеянов,
Алексей Михайлович Серегин

Редактор издательства *И. Л. Летова*
Технический редактор *Л. Г. Лаврентьева*
Корректор *С. В. Зимина*
Переплет художника *Б. К. Силаева*

Сдано в набор 5/I 1973 г.
Подписано в печать 17/IV 1973 г.
Т-05195. Формат 70 × $90^{1}/_{16}$.
Бумага № 1. Печ. л. 14,5. Усл. п. л. 16,8.
Уч.-изд. л. 16,5. Тираж 1300 экз.
Заказ № 9/4032—7. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Недра», 103633,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6
«Союзполиграфпрома» при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной
торговли. 196006, г. Ленинград, М-6,
Московский пр., 91.

1 р. 80 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА · 1973

726