

ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
МИРОВОГО
ОКЕАНА



ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
МИРОВОГО
ОКЕАНА

1592
2651

МОСКВА
«Н Е Д Р А»
1978



Геология и полезные ископаемые Мирового океана. М., «Недра», 1978, 206 с. Авт.: Е. А. Величко, Ю. Я. Кузнецов, Л. Э. Левин и др.

Монография посвящена исследованию общегеологических предпосылок формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в системе впадин Мирового океана на основе обобщения и анализа материалов морских геолого-геофизических работ, в том числе глубоководного бурения.

В работе рассмотрено геологическое строение дна Мирового океана, включая окраинные и внутренние моря, намечены элементы тектонического районирования океанического дна. Охарактеризованы нефтегазоносность Тихоокеанского, Индоокеанского и Атлантического сегментов Земли, распространение и перспективы освоения твердых полезных ископаемых океанического дна, эндогенные, вулканогенно-осадочные и экзогенные процессы минерогенеза, а также некоторые закономерности размещения твердых полезных ископаемых в океане. Проводится районирование дна океана по перспективам поисков минерального сырья на основе распределения прогнозных запасов углеводородов и некоторых видов твердых полезных ископаемых.

Книга рассчитана на специалистов, изучающих геологию и полезные ископаемые Мирового океана. Она может служить учебным пособием для студентов геологических вузов и факультетов.

Табл. 14, ил. 22 + приложение, список лит. — 222 назв.

Авторы: Е. А. Величко, Ю. Я. Кузнецов, Л. Э. Левин, З. К. Байбулатова, Ю. Г. Зорина, М. Е. Величко, А. Н. Вирта.

До середины XX в. практическая деятельность человечества слабо затрагивала дно морей и океанов. Но со второй половины текущего столетия началось активное освоение обширных пространств дна Мирового океана, в первую очередь его минеральных ресурсов. В связи с этим зародились и быстро развиваются новые направления в геологии — морская геология и поиски полезных ископаемых под толщей вод Мирового океана.

Одной из первоочередных и важнейших задач в исследованиях Мирового океана является выяснение основных черт геологического строения и геологической истории океанических и морских впадин. Своеобразие и трудность этой задачи определяется прежде всего тем, что под уровнем вод Мирового океана скрыты 361 млн. км², или 71%, поверхности Земли. Прямые наблюдения над геологическим строением этой большей части поверхности литосферы затруднены или практически пока невозможны, поэтому в морской геологии широко используются косвенные методы, дающие часто неоднозначные результаты.

Среди этих методов на первое место следует поставить изучение рельефа дна с целью выявления тектонического строения подводных областей поверхности Земли, так как батиметрические наблюдения наиболее многочисленны и с той или иной детальностью охватывают все океаны и моря. Геоморфологическое дешифрирование форм донного рельефа придает достоверность тектоническому истолкованию батиметрических данных. Важнейшим результатом изучения рельефа дна Мирового океана явилось открытие системы срединно-океанических поднятий, составляющих основу тектонического строения океанических впадин. Загадка образований этой системы поднятий до сих пор не решена.

Сведения о современном осадконакоплении на океаническом дне дает изучение донных осадков. Начатое в 1968 г. глубоководное бурение неизмеримо расширило наши знания о геологическом строении дна океанов, но и поставило немало новых вопросов, на которые пока нет ответа. Одним из важнейших результатов глубоководного бурения явилось установление сокращенного стратиграфического разреза осадочной толщи в океанах, сравнительной молодости этой толщи, в которой не обнаружено отложений древнее юрской системы. Эта загадка океана также пока остается не решенной.

Эндогенные процессы в океанической коре отображаются в проявлениях подводного и островного вулканизма, в образовании комплекса изверженных пород, слагающих выходящие на поверхность дна участки кристаллической коры. Одним из проявлений эндогенной энергии является повышенный тепловой поток. По петрографическим и петрологическим характеристикам установлено, что все изверженные породы относятся либо к гипербазитовому комплексу мантийного происхождения, либо к продуктам частичного плавления и дифференциации мантийных пород до диоритов, кварцевых диоритов и жильных гранитоидов.

Важнейшее значение для познания строения океанической коры и выявления основных тектонических структур, а также современного структурного плана имеют геофизические материалы, а среди них — материалы глубинного сейсмического зондирования, гравиметрии и магнитометрии. Одним из важных достижений геофизических исследований являются установление трехслойного строения океанической коры, определение различий в строении коры континентов и океанов, а также выявление линейных магнитных аномалий в пределах крыльев срединно-океанических поднятий. Все эти факты не находят пока еще однозначного объяснения.

Таким образом, региональная геология океанов основывается на фактах, которые геологи часто еще не могут объяснить, и поэтому представления о геологическом строении, истории образования и развития океанических впадин во многом гипотетичны. Однако практические потребности науки и техники требуют уже сейчас решения ряда частных проблем, среди которых одной из важнейших является проблема выявления закономерностей образования и распределения месторождений минерального сырья в системе впадин Мирового океана. Именно под таким углом зрения в настоящей работе рассматриваются основные черты геологического строения дна океанов, что вызывается необходимостью обоснования в дальнейшем, при рассмотрении распределения в океанах и морях конкретных видов полезных ископаемых, их геологической позиции и закономерностей локализации.

Перспективная для поисков месторождений нефти и газа площадь дна морей и океанов составляет от 60 до 80 млн. км², а прогнозные геологические запасы углеводородов, по однозначной оценке советских и зарубежных специалистов, достигают 65—70% от общемировых. Такая оценка подтверждается обнаружением к 1975 г. на шельфах континентов (за исключением Антарктиды и Советского Союза) около 700 морских месторождений нефти и газа. Особое значение имеют результаты исследований по программе глубоководного бурения. Нефтегазопроявления, полученные в ряде скважин (Аравийская котловина в Индийском океане, котловины в Мексиканском заливе, морях

Карибском, Беринговом, Японском, Красном, Норвежском и Росса), подтвердили высказанные ранее рядом геологов идеи о том, что потенциально нефтегазоносная осадочная толща распространяется за подножие континентального склона, в пределы глубоководных котловин окраинных и внутренних морей, а также Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

В отношении твердых полезных ископаемых перспективы освоения подводных месторождений не столь определенны, как в отношении углеводородов. Такое положение обусловлено рядом причин, из которых главными являются две: 1) еще не установлены даже все виды твердых полезных ископаемых, приуроченных к океаническому дну и к толще пород океанической коры; 2) добыча твердого минерального сырья при больших глубинах океана является технически весьма сложным делом, и практически разработки возможных месторождений в толще пород в настоящее время неосуществимы.

Однако в перспективе твердые полезные ископаемые океанического дна имеют большой потенциал в связи с тем, что известные запасы многих видов рудного и нерудного сырья истощаются и добыча некоторых видов сырья может оказаться более рентабельной, чем на суше. Поэтому прежде всего необходимо выявить те виды твердых полезных ископаемых, которые имеются на поверхности дна и в толще пород океанической коры — как осадочного чехла, так и кристаллического фундамента. Перспективную оценку минеральным ресурсам океана можно дать лишь тогда, когда будут выявлены собственные океаническим впадинам виды полезных ископаемых. Вероятно, будут обнаружены новые для горнорудной промышленности виды и ассоциации полезных ископаемых, и промышленную оценку таким видам может дать только опыт их использования. Следовательно, первоочередной задачей в познании закономерностей размещения твердых минеральных ресурсов океана является изучение геологического строения океанических впадин и тех геологических процессов, которые в них протекают и протекали ранее.

При составлении монографии обязанности между авторами распределялись следующим образом.

Введение и заключение написаны совместно Е. А. Величко и Л. Э. Левиным. В разделе I глава «Геологическое строение океанических впадин» написана Е. А. Величко, Ю. Я. Кузнецовым и Л. Э. Левиным, глава «Геология окраинных и внутренних морей» — Л. Э. Левиным. Раздел II «Общие закономерности нефтегазонакопления в акваториях» составлен Л. Э. Левиным при участии З. К. Байбулатовой (шельф Басова пролива, шельф Западной Австралии, Персидский залив), Ю. Г. Зориной (Калифорнийский шельф и шельф Западной Японии, Индосинийско-Яванский регион, Мексиканский за-

лив), А. Н. Вирты (залив Кука, Мексиканский залив), М. Е. Величко (Индосинийско-Яванский регион, южный шельф Карибского моря и о. Тринидад). Раздел III «Твердые полезные ископаемые в Мировом океане» составлен Е. А. Величко. При описании прибрежных морских россыпей использованы материалы, собранные Е. М. Сокольской. В разделе IV «Минеральные ресурсы Мирового океана и возможности их освоения» глава «Прогнозные запасы углеводородов в Мировом океане» составлена Ю. Я. Кузнецовым, Л. Э. Левиным, З. К. Байбулатовой, Ю. Г. Зориной, А. Н. Виртой, М. Е. Величко, глава «Прогнозная оценка некоторых видов твердых полезных ископаемых» — Е. А. Величко. В работе над рукописью и оформлением графических приложений большую помощь оказали В. В. Забелина, Л. И. Зайцева, Р. А. Зеленцова, О. С. Козлова, Л. Г. Ионас, Т. П. Чулкова. Всем названным лицам авторы выражают свою признательность и благодарность за помощь в работе.

РАЗДЕЛ I.
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДНА
МИРОВОГО ОКЕАНА

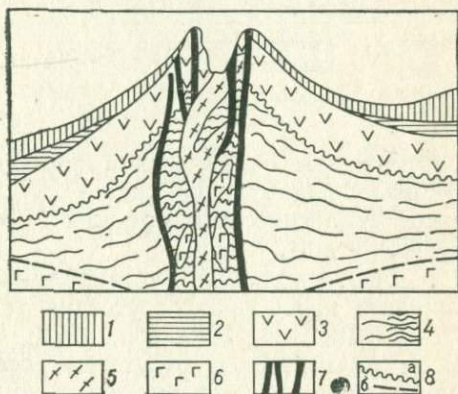
Глава 1.
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН

Некоторые черты строения
и развития океанической коры

Систематическое изучение земной коры началось недавно и связано с развитием методов глубинного сейсмического зондирования и других геофизических методов — гравиметрических, магнитометрических, изучением теплового потока из недр Земли. Геофизические материалы показывают, что обычно строение океанической коры трехслойное (рис. 1). Отклонения

Рис. 1. Схема строения океанической коры (с учетом представлений А. В. Пейве и др.)

1—2 — первый слой — осадочная толща (1 — кайнозой, 2 — мезозой); 3 — второй слой — базальтовые покровы с прослоями осадков; 4 — третий слой — метаморфическая толща, складчатая в срединном хребте; 5 — габброиды; 6 — ультраосновные породы мантии и протрузии; 7 — дайки диабазов; 8 — границы: а — третьего слоя верхняя, б — верхней мантии



от трехслойного строения или значительные изменения мощности коры относятся к «аномалиям» в строении последней, хотя, как показывают новейшие исследования, такие аномалии являются скорее правилом, чем исключением (Удинцев, Дмитриев, 1971; и др.).

Выделяемые в океанической коре слои представляют собой (за исключением верхнего, осадочного) условные определения, «геофизические» слои.

В последние годы стали возможны прямые наблюдения над вещественным составом океанической коры в рифтовых зонах подвижных поясов. Такие исследования, неоднократно

проведенные советскими экспедициями, особенно в Индийском океане, дают возможность составить представление о породах коры и мантии, выходящих в рифтовых депрессиях (ущельях) и депрессиях поперечных трансформных разломов, пересекающих внутриокеанические подвижные пояса.

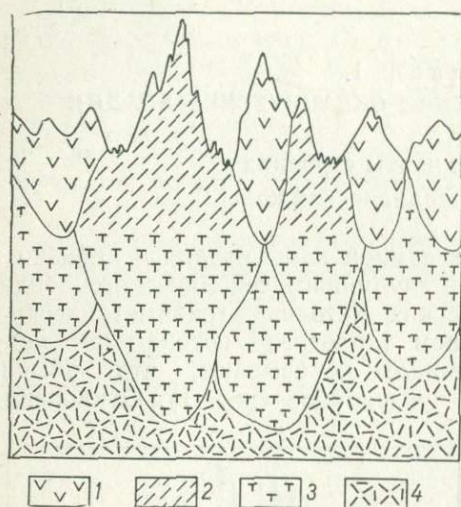


Рис. 2. Блоковое строение океанической коры в рифтовой зоне. По А. П. Виноградову, Г. Б. Удинцеву и др., 1969 г.
1 — базальты; 2 — блоки ультраосновных пород; 3 — блоки разуплотненного мантийного материала; 4 — мантия

Фрагменты океанической коры и, возможно, верхней мантии были обнаружены также в разрезах геосинклинальных поясов геологического прошлого (Mooges, Jackson, 1974; Пейве, 1969; и др.).

В рифтовых зонах устанавливается обычно сокращение мощности коры из-за отсутствия третьего «базальтового» слоя (Фогт, Шнейдер, Джексон, 1972; Строение..., 1969; и др.), а также практическое отсутствие осадочного слоя. Наиболее полные исследования рифтовых зон были предприняты в Индийском океане советскими экспедициями (Исследования по проблеме..., 1972, 1973). По данным А. П. Виноградова, Г. Б. Удинцева и др. (Строение..., 1969) установлено, что кора в рифтовой зоне имеет блоковое строение (рис. 2).

Блоки ультраосновных пород с интрузиями в них габбро и долеритов чередуются с блоками кайнотипных базальтов двух разновидностей — высокоглиноземистых толеитовых и субщелочных оливиновых. Базальты залегают в виде шаровых и подушечных лав со стекловатыми корками закалывания, обычно имеют витрофировую структуру с мелкими вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Кроме базальтов наблюдаются основные породы с различной степенью раскристаллизации. Доле-

риты представлены плотными зелено-серыми разностями с оливином и авгитом, иногда изменены до фации зеленых сланцев и спилито-базальтов.

Габброиды обычно являются крупнозернистыми породами, изменения в которых ограничиваются катаклазом. Встречаются вариации от нормального оливинового габбро до лейкократовых и миланократовых разностей; через переходные разности габбро связано с гнейсовидными габбро-гранулитами. Ультраосновные породы аналогичны гипербазитам альпийно-типной формации континентов. Преобладают серпентинизированные, сильно катаклазированные гарцбургиты, менее распространены лерцолиты, редки дуниты, не обнаружены пироксенины и троктолиты.

По наблюдениям на ряде полигонов на рифтовых зонах в Индийском океане (Исследования по проблеме..., 1972) изверженные породы в склонах рифтовых ущелий залегают закономерно. Гребни рифтовых гряд сложены кайнотипными базальтами. В средней части склонов ущелий выходят габбро и долериты, а также иногда гипербазиты. Последние преобладают в образцах, поднятых с основания склона и днища ущелий. Обломки других пород на дне ущелий, вероятно, смещены со склонов и, таким образом, представляют собой осыпи. Вероятно, в рифтовой зоне внутриокеанических подвижных поясов происходит подъем глубинных физических и петрографических границ и самого вещества верхней мантии к поверхности дна (Строение..., 1969).

По материалам глубинного сейсмического зондирования в рифтовых зонах с таким характером разреза земной коры, как в приведенном примере, выделяются верхний слой коры со скоростями сейсмических волн около 4,5—5,0 км/с и подкоровый слой со скоростями 7,0—7,5 км/с. Этот последний слой трактуется как разуплотненные породы верхней мантии. Мощность верхнего геофизического слоя в рифтовой зоне обычно увеличена против установленной на океанических платформах — до 2,5—3,0 км. Базальтовый (океанический) слой отсутствует и появляется в удалении от рифтовой зоны, под крыльями хребта. В тех случаях, когда в рифтовой зоне обнаруживается и океанический слой коры, всегда существует сомнение в том, что исследовалась именно осевая рифтовая зона, а не одна из продольных депрессий на склоне поднятия (Богданов, Плошко, 1971; Исследования по проблеме..., 1972).

По гипотезе О. Г. Сорохтина, Л. В. Дмитриева и Г. Б. Удинцева (1971) в рифтовой зоне происходит формирование коры особого рода, сложенной породами гарцбургит-лерцолит-серпентинит-габбро-базальто-гранулитового комплекса, который представляет собой мозаичный мантийно-коровый слой, по преобладающему составу серпентинито-базальтовый. Геофизи-

чески базальтовая часть выделяется как верхний слой коры, а ультрабазитовый (серпентинитовый) комплекс представляет собой разуплотненную верхнюю мантию.

В обобщающей работе А. П. Виноградова, Г. Б. Удинцева и др. (Строение..., 1969) указывается, что соотношение формаций рифтовой зоны и океанических плит еще не выяснено, но «...по соображениям общего порядка в последних должны бы преобладать породы комплекса примерно такого же состава, но с меньшим количеством гарцбургитов в верхних этажах, с преобладанием там габбро-базальтов».

Иное понимание как геофизических материалов, так и результатов изучения образцов дражных проб и керна глубоководного бурения (Проект DSDP, скв. 334, 332) выдвигает А. В. Пейве (1975). «Разуплотненная мантия» в сводовой части Срединно-Атлантического хребта представлена комплексом ультрабазитов, габбро, основных эффузивов, регионально дислоцированных и метаморфизованных в зеленосланцевой и частично амфиболитовой фациях. Этот комплекс, как считает А. В. Пейве, является третьим слоем коры, уплотненным в процессе складчатости и скупивания массы коры, поскольку Срединно-Атлантический хребет представляет собой складчатое сооружение. Этим можно объяснить повышенные скорости сейсмических волн в комплексе ультрабазитов и габброидов, несущих явные следы деформаций сжатия (гнейсовидность, стресс-амфиболиты, плейчатые сланцы и др.). Перекрывающие этот комплекс неизменные базальты отличаются от пород третьего слоя и по возрасту, причем разрыв во времени их образования достигает геологически длительных эпох. А. В. Пейве утверждает, что базальтовые расплавы не могли образоваться за счет плавления пород третьего слоя, а происходили из более глубоких очагов. Таким образом, океаническая кора уже в пределах срединно-океанических поднятий гетерогенна.

Новейшие зарубежные исследования (Engel, Fisher, 1975) в Индийском океане подтверждают петрографическую неоднородность третьего слоя коры. В основном слое установлены породы от ультрабазитов, нацело серпентинизированных, различных габброидов, анортозитов, диабазов до жильных отщеплений кислого состава — натровых аплитов и кварцевых монзонитов. Весь этот комплекс перекрыт свежими базальтами. Важно, что подтверждается факт расслоения, дифференциации интрузий, который был установлен на Срединно-Атлантическом хребте. Эти исследования также показывают, что существует большой разрыв во времени формирования интрузивного комплекса и излияний перекрывающих базальтов второго слоя.

Океаническое дно с «нормальным» строением коры занимает, по Г. У. Менарду (1966), лишь $\frac{1}{5}$ часть всей площади

дна океана. Это подтверждается непосредственными наблюдениями над строением коры в пределах «нормальных» океанических впадин. Так, Г. Б. Удинцев и Л. В. Дмитриев (1971) отмечают, что кора плиты северо-западной части Тихого океана имеет сложную структуру с вертикальной и горизонтальной неоднородностью. Выясняется, что осредненная «типичная» структура океанической коры — не типична; широко распространены неоднородности в толще подкорковых пород; где обнаружены слои со скоростями 7,2 и 9,0 км/с, анизотропия скоростей; существует пространственная неоднородность топографии поверхностей раздела всех слоев. Вместе с тем состав пород океанических плит сходен с составом пород рифтовых зон (с изменением соотношения разных петрографических типов пород).

В области развития геосинклинального процесса на океанической коре и в тех фрагментах океанической коры геологического прошлого, которые лишь недавно были правильно поняты как таковые (Океаны..., 1971; и др.), наблюдается еще более сложное строение корового слоя. А. В. Пейве выделяет в древней океанической коре, залегающей в основании разреза Средиземноморского пояса и складчатых сооружениях вокруг Тихого океана, «фундамент» и «чехол», принадлежащие разным циклам развития коры. «Фундамент» сложен гипербазитами, габброидами и метаморфизованными диабазами, возникшими на ранней стадии формирования коры. В «чехле» залегают диабазы, спилиты, радиолариты и обычно пелагические известняки. По А. В. Пейве «чехол» соответствует первому и второму геофизическим слоям коры современных океанов, а «фундамент» — базальтовому (океаническому) слою и верхней мантии.

В основании островных дуг Тихого океана залегает метаморфический комплекс симатического состава, представляющий собой «фундамент» геосинклинальных зон (Марков, 1970). Эти образования возникают в догеосинклинальную стадию развития островных дуг и соответствуют базальтовому слою океанической коры. Метаморфические комплексы Тихоокеанского пояса — разновозрастные образования, занимающие различное структурное положение. Поскольку речь идет о метабазитовом комплексе в основании разреза эвгеосинклинальной толщи, то его (комплекса) первоначальная принадлежность к океанической коре представляется весьма вероятной.

А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др. (Океаны..., 1971) указывают следующий предполагаемый разрез океанической коры (сверху вниз): 1) глубоководные глинистые, карбонатные и глинисто-кремнистые осадки; 2) толентовые базальты; 3) зеленокаменные породы спилитового состава; 4) габброиды, габбро-диабазы и амфиболиты; 5) серпентиниты и серпенти-

низированные ультраосновные породы. Последний, пятый горизонт относится уже к верхам мантии.

Подобное же строение коры свойственно фундаменту геосинклинальных областей, возникших на океанической коре.

В пределах талассократонов, т. е. в пределах наиболее «типичного» океанического дна, фактические разрезы коры не известны и ее строение устанавливается исключительно по геофизическим измерениям. Здесь выявляется, что во многих пунктах геофизических зондирований коры ее разрез отличается от «нормального» трехслойного, выделяются не три, а четыре-пять, иногда шесть «слоев» с различными скоростями распространения сейсмических волн, отделяющиеся друг от друга отчетливыми отражающими горизонтами. Мощность коры также изменчива: кроме обычных 5—6 км суммарной мощности наблюдаются участки с увеличенной, а иногда и с уменьшенной мощностью. Например, в Тихом океане устанавливается увеличенная мощность коры в ряде пунктов измерений. На Гавайском хребте отмечены мощности в 13 и даже 20 км; на Императорском кряже — до 9 км; на поднятии Шатского — до 18 км; в Северо-Восточной котловине — до 13 км; в пределах Меланезийской плиты — до 13 км; на Микронезийском поднятии — до 8,6 км. На поднятии Эаурипик вследствие раздува мощности базальтового слоя до 12 км общая мощность коры достигла 17 км.

В подавляющем большинстве случаев кора увеличенной мощности наблюдается в вулканических и глыбово-вулканических поднятиях. Главной причиной возрастания мощности является, вероятно, наращивание толщи базальтовых лав, как это установлено в Тихом океане Г. У. Менардом (1966). Меньший эффект дает увеличение мощности осадочного слоя, что наблюдается на некоторых горстово-глыбовых кряжах и валлообразных поднятиях (Императорский хребет и поднятие Шатского в Тихом океане и т. д.).

К приведенным материалам можно добавить большое количество геофизических данных относительно строения океанической коры, подтверждающих приведенные факты.

Сопоставляя друг с другом осевую зону внутриокеанических подвижных поясов, талассократоны и современные геосинклинали, выясняется, что строение коры усложняется, приобретая все большее разнообразие, выражаемое увеличением количества геофизических слоев, что, в свою очередь, отражает возрастание петрографического разнообразия коры.

Подобная эволюция океанической коры обусловлена, очевидно, определенными геологическими процессами. Эти процессы направлены на увеличение числа «слоев» коры, возрастание ее мощности, изменение петрографического состава.

Основываясь на приведенных материалах, можно предполагать, что геологические процессы, протекающие в ходе эво-

люции океанической коры, являются в основном процессами вулканическими, а также связанным с вулканизмом метаморфизмом (Виноградов, 1967; и др.). Следует различать общую эволюцию океанической коры, выраженную в виде приобретения ею трехслойного строения, и эволюцию по отдельным регионам, в которых образуются крупные вулканические сооружения. В таких вулканических областях на «нормальной» океанической коре наращиваются вулканические массивы, несущие в своем строении качественно новые элементы. Области развития вулканических сооружений в океане отчетливо выражены в рельефе океанического дна в виде областей распространения вулканических и глыбово-вулканических плато, кражей, вытянутых архипелагов и вулканогенных групп с общим основанием.

Наиболее характерны вулканические массивы для центральной части Тихого океана, которая отличается наличием в ней крупных структурно-вулканических поднятий, таких, как Гавайское, Лайн, Туамоту, Маркус-Неккер и др. Подобные образования имеются и в других океанах: в Атлантическом — Бермудское плато, поднятие Зеленого Мыса и др., в Индийском — возможно, хр. Кергелен, плато Крозе, Мальдивское поднятие. Эти вулканические морфоструктуры по размерам сопоставимы с горными системами континентов, а по высоте над дном нередко превосходят горные цепи суши.

В Тихом океане такие структуры описаны Г. У. Менардом (1966) и Г. Б. Удинцевым (1972). Последний, выделяя вулканические сооружения как морфоструктуры, подчеркивает, что они в своем расположении тесно связаны со сводовыми возвышенностями, т.е. являются тектоно-вулканическими образованиями. Но есть и другие черты, позволяющие рассматривать такие вулканические структуры как показатели определенной, поздней стадии развития океанической коры.

Уже одно то, что крупные структурно-вулканические сооружения достигают столь грандиозных размеров, ставит их в особое положение среди структурных образований океанической коры. Однако они выделяются не только морфологически, но и обладают рядом особенностей формирования, внутреннего строения и занимают определенную тектоническую позицию в океанической коре.

Главной особенностью этих морфоструктур является то, что они почти целиком сложены изверженными породами (местами они могут быть покрыты тонким слоем осадков) океанической коры. По подсчетам Г. У. Менарда (1966), в «подножиях архипелагов», т.е. в главных крупных вулканических сооружениях Тихого океана, сосредоточено около 20 млн. км³ базальтовых лав, что составляет более 80% от всего объема базальтов, слагающих все вулканические постройки в той их части, которая возвышается над дном океана. Такой объем

базальтовых лав покрыл бы дно всего Мирового океана толщиной более 50 м.

При этом имеются несомненные свидетельства проседания вулканических массивов. Внешние признаки такого проседания выражены в виде депрессий, окружающих массивы, а также в виде валов, иногда окружающих депрессии по внешнему краю. Величина погружения неизвестна, но некоторые геофизические материалы (Shog e. a., 1971; и др.) показывают, что проседание массивов может достигать 1,5—2 км и более. По видимому, объем изверженных пород, сконцентрированных в крупных вулканических сооружениях, должен быть примерно удвоен в сравнении с подсчетами Г. У. Менарда.

Внутреннее строение крупных вулканических сооружений устанавливается по геофизическим данным. Как показывают сейсмические исследования, в вулканических массивах наблюдается прежде всего увеличение мощности коры, о чем уже говорилось выше.

С увеличением мощности коры и с явлениями проседания вулканических массивов связано и образование «корней» массивов в виде погружения поверхности Мохоровичича. Это явление отмечено во всех изученных сейсмическими методами массивах и может быть признано закономерным для всех подобных океанических структур.

Помимо структурных особенностей, крупные вулканические массивы отличаются характерным комплексом изверженных пород. Поверхностные части сложены в основном базальтами типа толент-траппов и щелочными базальтами, представляющими собой продукт дифференциации толентовой магмы. Характерным, хотя и количественно незначительным компонентом, являются кислые дериваты базальтоидной магмы — дациты и риолиты. По материалам А. Р. Мак Бёрни (Mc. Birney, 1972) базальты крупных вулканов, удаленных от «центров расширения», проявляют отчетливую дифференциацию в сторону «более фельзитового состава», особенно базальты из мелкозалегающих вулканических очагов (Gilluly, 1971). Во всяком случае, кислые дериваты в крупных вулканических сооружениях обычны и закономерны.

В ядре вулканических массивов залегают породы более плотные, чем базальты. Сейсмические и магнитометрические исследования на Гавайском хребте (Mc. Birney, 1972; и др.) показали наличие более плотных пород, чем вмещающие базальты, которые, вероятно, являются интрузивными телами.

В океанической коре интрузивная деятельность отмечалась в рифтовых зонах срединно-океанических поднятий. В Атлантическом океане из рифтовой зоны получены образцы габбро и его дериватов — диоритов и кварцевых диоритов (Aumento, 1969). Предполагается, что габбро является глубинным эквивалентом толентовых базальтов. Вероятно, и в вулканических

массивах в океанической коре интрузивные породы являются глубинными эквивалентами базальтов.

По тектонической позиции крупные вулканические сооружения центральной области Тихого океана расположены в пределах талассократона — наиболее древней и стабильной области Тихоокеанской впадины. По материалам глубоководного бурения, а также по батиметрическим, геоморфологическим и геофизическим данным устанавливается отчетливое разделение Тихоокеанского сегмента Земли на три области: восточную, центральную и западную (рис. 3). Восточная область, как это неоднократно отмечалось, построена по «атлантическому» типу. Ее основным структурно-морфологическим элементом является Восточно-Тихоокеанский хребет, возраст которого не древнее позднего мела.

В центральной области океана нет единой осевой, или срединной структуры. На фоне общего погружения дна (центральная область является наиболее глубоководной) воздымаются крупные вулканические поднятия. Все они, за небольшим исключением, ориентированы в направлении северо-запад — юго-восток, что, по-видимому, определено предыдущим (докайнозойским) этапом тектонического развития этой области. Возраст коры (базальтового фундамента) и нижних горизонтов осадочной толщи в центральной области опускается до юры и, возможно, на крайнем западе до более раннего возраста.

В целом центральная область Тихого океана является относительно спокойной, но не тектонически инертной: наряду со значительными горизонтальными перемещениями океанической коры имеют место крупные разломы с вертикальными смещениями блоков по ним в сотни и первые тысячи метров и проявлен активный современный вулканизм. Сами крупные вулканические сооружения связаны в своем образовании и развитии с глубинными разломными зонами; при этом вулканические очаги мигрируют по направлению разломных зон, что обусловило вытянутость архипелагов и подводных вулканических хребтов (Менард, 1966; и др.).

Западная часть Тихого океана является современной геосинклинальной областью со сложной тектонической историей. Морфологически эта область отделена от центральной глубоководными желобами, петрологически — андезитовой линией, исторически — длительностью развития, так как в границах геосинклинальной области встречены комплексы пород палеозоя и докембрия.

Внутриокеанические подвижные пояса и островные дуги представляют собой общепризнанные характерные элементы структуры, соответственно, «молодых океанов» и геосинклинальных областей. Относительно же крупных вулканических сооружений в океанической коре не сложилось еще представ-

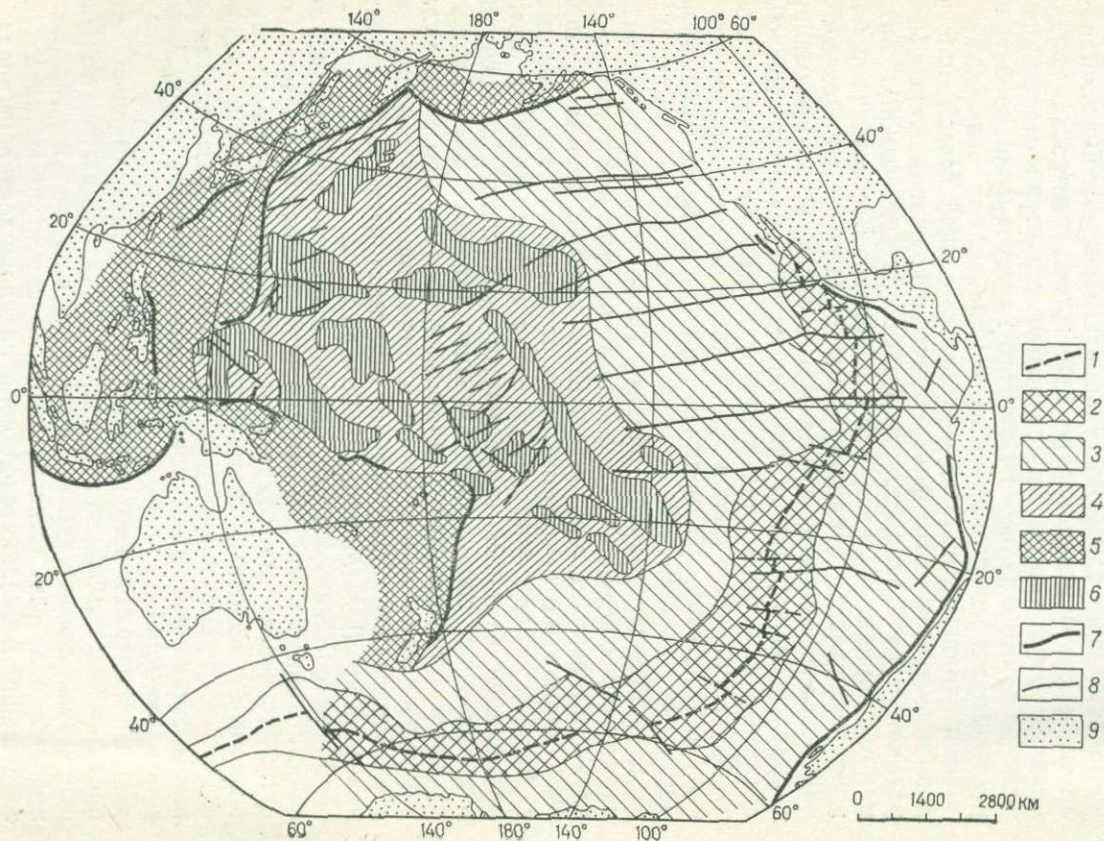


Рис. 3. Схема эволюционного районирования Тихого океана.
 1 — рифтовая зона; 2 — океанический подвижный пояс; 3 — восточная область развития кайнозойской океанической коры; 4 — область развития докайнозойской коры (центральная); 5 — область развития современных геосинклиналей древнего заложения; 6 — крупнейшие вулканические структуры; 7 — геосинклинальные желоба; 8 — разломы; 9 — континенты

ления как о характерных структурах области, переходной (в процессе эволюции коры) от океанической к геосинклинальной стадиям. Между тем, это, очевидно, именно характерные структурные элементы океанической коры на поздней предгеосинклинальной стадии ее развития. Основные признаки их следующие.

1. Расположение в пределах талассократонов, являющихся одновременно древнейшими областями собственно океанического дна.

2. Приуроченность к зонам глубинных разломов в океанической коре, образование которых свидетельствует о тектоно-вулканической активизации в развитии талассократонов.

3. Крупные вулканические массивы являются узлами преимущественного накопления вулканического материала в океанической коре.

4. Вулканические массивы имеют «корни», выраженные как погружение поверхности Мохоровичича, что приводит к общему увеличению мощности коры в самих массивах и к усложнению ее строения.

5. В массивах проявляется интрузивная деятельность.

6. В рельефе дна массивы выражены как крупные (соизмеримые с горными системами континентов) положительные формы (морфоструктуры), нередко увенчанные островами.

265/ Все эти особенности крупных вулканических сооружений в океанической коре выделяют их как самостоятельные структурные элементы, таксономически равнозначные островным дугам геосинклинальных областей. В эволюционном ряде основных структур океанической коры крупные вулканические сооружения должны занимать место предшественников островных дуг. Области же распространения крупных вулканических сооружений следует относить к переходным между находящимися на собственно океанической и на геосинклинальной стадиях развития.

В других океанах также отмечается развитие крупных вулканических сооружений. В Индийском океане к таким структурам могут быть отнесены вулканические массивы Кергелен, Крозе, массивы в северо-восточной части океана. В Атлантическом океане крупными вулканическими сооружениями являются Бермудское плато, массив Рио-Гранде, возвышенность Сьерра-Леоне, архипелаги о-вов Зеленого Мыса, Мадейра, Азорских; не ясна позиция Исландии, расположенной на самом срединном поднятии. Все эти массивы имеют свои особенности и отличаются от тихоокеанских прежде всего более щелочным составом вулканических продуктов, они не образуют столь четко обособленных областей распространения, как в Тихом океане. В этом, по-видимому, проявляется индивидуальность развития коры в разных океанах.

Помимо вулканических структур в океанической коре выделяются как главные структурные элементы внутриокеанические подвижные пояса, выраженные морфологически в виде пологих валообразных поднятий, занимающих срединное положение (Атлантический океан) или смещенных и даже погружающихся под континент (Тихий океан); океанические платформы — талассократоны (талассогены, по Ю. М. Пушаровскому, 1972), выраженные в виде наиболее глубоководных котловин; наконец, к основным структурным элементам необходимо отнести крупнейшие зоны разломов, пересекающие не только внутриокеанические подвижные пояса, но и прилегающие талассократоны и в отдельных случаях прослеживаемые даже на континентах. Эти зоны представляют собой очень перспективные структуры для поисков твердых полезных ископаемых (см. раздел III). По геофизическим данным эти разломы пересекают всю толщу океанической коры и, вероятно, уходят на значительную глубину в верхнюю мантию. Именно это последнее обстоятельство и делает такие разломы важными для поисков твердых полезных ископаемых.

Изверженные и метаморфизованные породы океанической коры

Базальты океанической коры представлены различными разновидностями: обычными плотными, порфировыми, а также пористыми, стекловатыми, палагонитовыми туфами. Наиболее распространены обычные плотные базальты, залегающие в форме покровов и потоков шаровых и подушечных лав, а в толще осадков иногда в виде силлов различной мощности (Исследования по проблеме..., 1972; и др.). Петрохимическое изучение базальтов показывает, что среди них имеются бедные калием толеиты, а также щелочные и глиноземистые разновидности.

Абиссальные базальты характеризуются сравнительно высоким содержанием SiO_2 , CaO , Fe_2O_3 , Na_2O , что связывают с кристаллизационной дифференциацией; другим продуктом дифференциации являются высокоглиноземистые базальты (Al_2O_3 до 17%). Толеиты типа базальтов Исландии или Гавайского хребта отличаются обедненностью Na и Al и обогащенностью Ti, Fe^{+3} , Mg; эта разновидность относительно редка. Щелочные базальты еще более редки, в них отмечают повышенные содержания K, Ba, U, Th. Последняя разновидность относится к продуктам фракционирования толеитовой магмы (Engel, 1971; и др.). Общеизвестно, что сами океанические толеиты являются продуктом частичного плавления перидотитовой мантии — исходных лерцолитов.

Океанические базальты отличаются относительной обогащенностью кремнеземом и литофильными элементами. Очевид-

но, они представляют собой продукт выплавления из родона-
чального пиролита, без дифференциации или ассимиляции ими
других компонентов из окружающих пород. Однако в базальтах
крупных вулканических сооружений уже выделяются различ-
ные стадии магматической дифференциации, что ставит эти
сооружения в разряд особых структурных элементов.

Полнокристаллические породы рифтовых зон и поперечных
депрессий отличаются несколько большим разнообразием
в сравнении с базальтами как по петрографическим видам, так
и по условиям образования. По мнению Л. В. Дмитриева (уст-
ное сообщение), гипербазиты рифтовых зон, вероятно, гетеро-
генны, поскольку оливин и пироксен находятся в разном состоя-
нии: оливин включен в породы в твердой фазе, а пироксен
кристаллизовался из остаточного (после выплавления базальта)
расплава в разное время. Ультраосновные породы рифтовых зон
в целом сходны между собой и отличаются от гипербазитов
континентов повышенным содержанием кремнезема и норматив-
ного гиперстена. Наиболее обычны среди гипербазитов рифто-
вых зон лерцолиты, близкие по составу к исходному мантий-
ному веществу, и гарцбургиты, представляющие собой остаток
после выплавления базальта (Green, 1970; и др.).

Габброиды рифтовых зон являются глубинными эквивален-
тами базальтов. В процессе их кристаллизации происходит диф-
ференциация на многочисленные разновидности, такие, как
габбро-диабазы, оливиновое габбро, нефелиновое габбро, трок-
толит, лейкократовое или меланократовое габбро, анортозит,
наконец диорит. При этом преобладает обычное габбро, кото-
рое обнаруживается среди полнокристаллических пород почти
при каждой драгировке в рифтовых зонах.

Имеются попытки сопоставить гипербазиты и габброиды
океанического дна с аналогичными по составу магматическими
формациями континентов. Среди известных на континентах
комплексов гипербазитов можно выделить три формации: две
геосинклинальные — гарцбургитовую и габбро-пироксенит-дуни-
товую и платформенную — щелочно-ультрабазитовую. В рифто-
вых зонах ассоциации изверженных пород, по мнению В. И. Чер-
нышевой и Г. Б. Рудника (1970), характерны для магматиче-
ских ассоциаций ранних этапов развития геосинклинальных
областей. В частности, полнокристаллические породы соответ-
ствуют гарцбургитовой формации геосинклиналей. При этом
толеитовые базальты не могут быть объединены в одну форма-
цию с гипербазитами, поскольку базальты являются продуктом
позднейшего, особого этапа магматизма, отделенного от фор-
мации гипербазитов длительным промежутком времени.

Для Срединно-Атлантического хребта (впадина Романш)
ассоциация изверженных пород близка к габбро-пироксенит-
дунитовой альпинотипной формации континентов, но в океани-
ческом комплексе отсутствует ранний член формации — дуниты.

Во всех случаях сравнения магматических формаций рифтовых зон океанов и континентов отмечается, что океанический габбро-гипербазитовый комплекс ближе к геосинклинальным формациям континентов, чем к плутонам платформенных областей.

Океанические комплексы гипербазитов и габброидов представляют собой своеобразные ассоциации пород как по составу, так и по геолого-тектонической позиции. Такие ассоциации не встречаются более нигде в условиях континентов, и их нужно считать специфически океаническими. Для земной коры магматические комплексы срединных хребтов, очевидно, будут наиболее ранними из известных проявлений магматизма. Поэтому магматизм рифтовых зон правомерно может быть назван «инициальным магматизмом».

Своеобразие магматических комплексов рифтовых зон подчеркивается метаморфическими преобразованиями в них. В рифтовой зоне наблюдаются породы в фациях зеленых сланцев и амфиболитов. Зеленые сланцы и спилиты обычно развиваются по базальтам и диабазам; амфиболиты — по габброидам. Гипербазиты же превращены, как правило, в серпентиниты, в которых первичный состав и структура устанавливаются лишь по их реликтам. Всеобщий интенсивный катаклиз всех изверженных пород в рифтовой зоне (кроме кайнотипных базальтов) способствует развитию метаморфических процессов, вызванных гидротермальной деятельностью. Именно последней, очевидно, определяется развитие зеленых сланцев и амфиболитов, приуроченных к зонам повышенной проницаемости. Слабо катаклизированные породы и породы в участках, не затронутых гидротермальной деятельностью, сохраняют свой первичный облик.

Итак, в океанической коре имеются три типа изверженных пород — ультраосновные, основные и щелочные. По породам каждого типа развиваются метаморфиты, не изменяющие сколько-нибудь существенно химизм этих пород. В крупных вулканических сооружениях и в продуктах современного вулканизма наблюдаются более кислые дериваты — андезито-базальты, андезиты, риолиты, трахиандезиты, но их количественная роль ничтожна в общем объеме океанического магматизма. Более кислые дериваты глубинных пород весьма редки.

Вероятно, глубинные разновидности гипербазитов представляют собой остаточные массы мантийного вещества, различия между которыми определяются разным уровнем выплавления из них толеитовой магмы. Габброиды же, т. е. толеитовая магма в условиях глубинной кристаллизации, могут испытывать магматическую дифференциацию и давать отщепления более кислого ряда. В целом основная магма мало подвержена дифференциации и практически не заимствует нового материала из вмещающих гипербазитов и базальтов. Дифференциация про-

является иногда в виде расслоения магматических комплексов. Однако требуется еще доказать, действительно ли существуют в океанической коре расслоенные интрузии, поскольку это явление определенно характеризует перспективы наличия эндогенного рудообразования.

Строение осадочной толщи

Главнейшие особенности строения осадочной толщи Мирового океана в целом или крупных его областей рассматривались пока в относительно немногочисленных работах (Белоусов, 1968; Левин, Хаин, 1971; Emery, 1969). Л. Э. Левин и В. Е. Хаин впервые попытались построить схему распределения мощностей и стратиграфического объема осадочно-вулканогенной толщи Мирового океана (или, другими словами, первого и второго слоев океанической коры совместно). Из этой схемы видно, что осадочная толща характеризуется крайне сложным распределением мощностей и условий залегания, значительными изменениями стратиграфического диапазона и формационного состава при преобладающей роли послепалеозойских осадков. Лишь в пределах ложа Тихого океана пологозалегающие осадки маломощным чехлом перекрывают «базальтовый» слой океанической коры. Во всех других частях Мирового океана они выполняют генетически разнотипные осадочные бассейны, которые сформировались на разных стадиях эволюции земной коры Пангеи. Эти бассейны представляют собой пять основных типов тектонических структур: геосинклинальные впадины, эпигеосинклинальные межгорные впадины, орогенные межгорные впадины, перикратонные прогибы и периокеанические прогибы.

Геосинклинальные впадины, орогенные впадины и перикратонные прогибы, а также многие эпигеосинклинальные впадины связаны с окраинными и внутренними морями Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов Земли (см. гл. 2). По обрамлению же Тихого (островные дуги), Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также Антарктиды располагаются либо периокеанические прогибы, генетические представляющие собой паралиагеосинклинали, либо переходный подтип между типично периокеаническими и перикратонными прогибами. Последнее наблюдается в Северном Ледовитом океане и на обрамлении Антарктиды (Левин, Хаин, 1971; Хаин и др., 1973).

Материалы глубоководного бурения и геофизических исследований 1971—1975 гг. не только подтвердили принципиальный характер распределения мощностей осадочной толщи и отмеченные выше основные выводы, но и предоставили возможность наметить контуры распространения в Тихом, Индийском, Атлантическом и Северном Ледовитом океанах отложений юрского, мелового и кайнозойского возраста (см. приложение).

В соответствии с общим ходом эволюции земной коры мощности осадочной толщи и ее стратиграфический объем неодинаковы в различных районах Мирового океана.

Максимальные мощности (15—20 км) установлены преимущественно в котловинах окраинных и внутренних морей. В большинстве случаев они отвечают осадкам всего фанерозоя (Баренцево, Северное и другие моря) или по меньшей мере мезозоя и кайнозоя (Каспийское море, Мексиканский залив). Минимальные мощности (до 1 км и менее) развиты вблизи хребтов различного типа и генезиса, а возрастной их интервал соответствует самому позднему кайнозою. В ущельях, рассекающих склоны срединно-океанических хребтов, изредка прослеживается увеличение мощностей до 2 км и более, обусловленное влиянием мутьевых потоков и подводного вулканизма на осадконакопление.

Главнейшие особенности предлагаемой модели удобнее рассматривать отдельно для пяти крупных сегментов Земли: Тихоокеанского, Индоокеанского, Атлантического, Арктического и Антарктического. С историко-геологических позиций подобный порядок изложения будет соответствовать последовательному переходу от наиболее древнего Тихого океана к самому молодому — Арктическому.

В Тихоокеанском сегменте отчетливо выделяются три области, резко отличающиеся геологическим строением.

Первая из них охватывает внутренние районы Тихого океана с корой океанического типа. В свою очередь, она может быть разделена на три крупных сектора: юго-восточный, центральный и западный. Юго-восточный располагается между Восточно-Тихоокеанским хребтом и Южной Америкой. На «базальтовом» ложе здесь залегает крайне маломощный (не более 500—800 м) чехол, представленный малоуплотненными, преимущественно терригенными осадками кайнозоя. Только в отдельных случаях, вблизи континента, мощности увеличиваются до 2 км и более (Allen, 1966; Raitt, 1956; и др.).

Центральный сектор занимает Восточно-Тихоокеанский хребет, который, по последним данным, простирается почти до Аляски и занимает около одной трети площади Тихого океана. О сколько-нибудь значительном покрове осадков в этом секторе говорить вообще не приходится, ибо его мощности не превышают первых десятков метров, а стратиграфический диапазон ограничивается неоген-плейстоценом (проект JOIDES, 1969; Dehlinger e. a., 1968; и др.). В строении западного сектора ведущую роль играют вулканогенные, а затем глыбовые хребты. Мощности слоев со скоростями сейсмических волн 2,0—5,5 км/с здесь также, как правило, не превышают 1 км. Лишь иногда в центральной зоне хребтов они возрастают до 5 км и более, что обусловлено, вероятно, преобладанием вулканогенных обра-

зований. В разрезе присутствуют отложения от юрского до кайнозойского возраста, а вблизи Маррианского желоба, возможно, и более древние образования. Среди типично осадочных разностей присутствуют многочисленные вулканогенные пласты и пачки (Raitt, 1956; Здоровенин, 1974).

От двух других областей, представляющих собой переходную зону от океанической к континентальной коре, талассократон Тихого океана отделяется почти кольцевой системой глубоководных желобов. Осадочные слои в желобах залегают горизонтально, не обнаруживая признаков уплотнения и деформаций.

Вторая область располагается на внутренней стороне Тихоокеанского тектонического пояса, где развита серия изолированных друг от друга, замкнутых и полузамкнутых эпигеосинклинальных впадин, сформировавшихся на орогенном этапе развития островных и горных дуг. Земная кора в этих впадинах либо субконтинентального типа, либо переходного от континентального к субконтинентальному, что наблюдается почти непосредственно за береговой линией. Со стороны океана они ограничиваются не поднятиями, а глубоководными желобами или континентальным склоном, в пределах которых мощности осадочной толщи сокращаются от 8—12 (18 в Калифорнии) до 1 км и менее. Впадины заполнены орогенными формациями преимущественно кайнозойского возраста.

Третья область представляет собой внешнюю сторону переходной зоны Тихоокеанского пояса. Своеобразие ее строения заключается в преобладающем развитии окраинных и внутренних морей с земной корой субокеанического типа, обрамленных преимущественно мезо- и кайнозойскими складчатыми сооружениями. (Строение акваторий этой области рассматриваются в гл. 3.)

В Индоокеанском сегменте осадочные бассейны, представляющие собой прогибы периокеанического типа, закономерно располагаются вдоль окраин обломков Гондваны — Австралийского, Индостанского и Африканского континентов. Они отделены друг от друга срединным хребтом и системой глыбовых хребтов, приуроченных в большинстве случаев к субмеридиональным линеаментам, пересекающим ложе Индийского океана. В виде своеобразных апофиз, так или иначе обусловленных геологической историей этого океана, на его северо-западе выступают рифтовая зона Красного моря и Месопотамский краевой прогиб в Персидском заливе. Морские геолого-геофизические исследования проведены в прогибах, тяготеющих к Австралии (Francis, Raitt, 1967; Marine ..., 1965), Индостану (Непрович и др., 1964; Closs, Hinz, 1967; Eremenko, Gagelganz, 1966; Francis, Shor, 1966; Narain, Kaila, Verma, 1968), Восточной Африке (Green, Hales, 1966; Francis, Shor, 1966), а также в Красном море и Персидском заливе.

Осадочные бассейны рассматриваемого сегмента отличаются от развитых в Тихоокеанском сегменте двумя особенностями: 1) подводное их продолжение обрамлено не только структурами Индоокеанского внутриокеанического подвижного пояса, но и глыбовыми хребтами; 2) отмечается значительно более широкий стратиграфический диапазон осадочно-вулканогенных толщ на шельфе, охватывающий по существу весь фанерозой. Только на южной окраине Австралии и восточной окраине Индостана установленный возраст нижних горизонтов этой толщи сокращается до мезо-кайнозоя. Однако не исключено, что под деканскими траппами и на шельфе Австралии присутствуют и более древние образования фанерозоя.

Мощности осадочной толщи в периокеанических прогибах, как правило, не превышают 5 км и сокращаются до 1 км и менее в направлении обрамляющих хребтов. Лишь в отдельных случаях (Южно-Австралийский, Бенгальский и Сомалийский прогибы) они достигают 10 км. Районы накопления максимальных мощностей тяготеют к континентальному склону, а «ложе» осадочной толщи в глубоководных котловинах в этих случаях приподнято по отношению к отдельным блокам на шельфе на 2—3 км. В глубоководных котловинах в разрезе почти повсеместно присутствуют кайнозойские и меловые слои, а юрские — только вблизи подножия континентального склона. У п-ова Индостан прогибы ориентированы дискордантно по отношению к континентальному склону, на шельфах Австралии и Африки простираются тектонических и морфологических элементов преимущественно совпадают.

Особую категорию представляют собой депрессии, приуроченные к Персидскому заливу и Красному морю. Первая входит в состав перикратонной области Африканско-Аравийской платформы. Вторая, хотя и обязана своим возникновением процессам рифтогенеза, но, по сути дела, находится в начальной стадии развития прогибов периокеанического типа.

В целом все периокеанические прогибы характеризуются приуроченностью осевой зоны к району континентального склона. В подножии последнего, как правило, устанавливаются краевые поднятия, возникшие, по-видимому, в связи с повышенным сносом обломочного материала (Emery, 1969). Одной из главных закономерностей строения периокеанических прогибов являются, вероятно, обратные соотношения между современным рельефом дна и условиями залегания осадочной толщи.

В Атлантическом сегменте лучше всего изучены акватории, тяготеющие к Северо-Американскому континенту, где в дополнение к геофизическим исследованиям пробурены еще многочисленные скважины (Collette, 1968; Ewing e. a., 1966; Hinz, 1968; Sheridan e. a., 1966; Structure of continental ..., 1969; Investigation ..., 1968; и др.). Много сведений накоплено также о районах Северо-Восточной и Юго-Западной Атлантики

(Structure of continental ..., 1969; и др.). Периокеанические прогибы, развитые в этом сегменте, во многом подобны аналогичным прогибам Индоокеанского сегмента.

К востоку от Срединно-Атлантического хребта расположены семь периокеанических прогибов, относительно изолированных друг от друга системой глыбовых и вулканогенных хребтов преимущественно северо-восточного простирания. Четыре самые южные, сформировавшиеся вдоль западной окраины Африканского континента, по-видимому однотипны по строению. Из них лучше всего изучены Гвинейский и Канарско-Атласский прогибы. В первом зона максимального прогибания, обусловленная подвижками по разлому Камерун, ориентирована вкрест простирания континентального склона в юго-западном направлении. Второй, напротив, как бы прижат к континентальному склону и имеет согласное с ним простирание, а в его основании присутствует краевой вал.

В осадочной толще были обнаружены диапиры, прослеженные на значительные расстояния от Африканского континента. Диапировые тела шириной 20—40 км характеризуются низкими или отрицательными значениями магнитного поля и хорошо устанавливаются по отражающим площадкам при сейсмических исследованиях.

Изучая палеогеографическую обстановку в этом районе, П. Рона пришел к выводу, что полузамкнутый морской водоем существовал на месте Центральной Атлантики в поздне триасовую или раннеюрскую эпохи, а океаническая обстановка осадконакопления возникла только в позднеюрское время. Последнее подтверждается широким распространением позднеюрских глубоководных известняков в этом регионе (острова Зеленого Мыса и Канарские, побережье Северо-Западной Африки). При бурении в этой котловине были вскрыты осадки верхнемелового и кайнозойского возраста, накапливавшиеся в глубоководной среде, что также подтверждает выводы П. Рона.

Более северный из прогибов Восточной Атлантики включает на континенте отрицательные структурные элементы эпипалеозойской платформы, погружающиеся в сторону Ла-Манша и Бискайского залива. В его состав входит и впадина Ирландского моря. Этот прогиб имеет сложные, изогнутые очертания, обусловленные, вероятно, горизонтальными подвижками крупных блоков. На большей его площади мощность осадочной толщи около 2 км и только в пределах подводного плато, отвечающего платформе Эриа, она увеличивается до 5 км.

Возрастной интервал платформенных образований на континенте охватывает время от триаса до кайнозоя. В процессе геологической истории плато подвергалось интенсивной тектономагматической переработке, продолжавшейся вплоть до кайнозоя и запечатленной в многочисленных интрузивных телах ос-

нового состава. Характерная черта палеогеографической обстановки в пределах рассматриваемого прогиба — это мелководно-морские условия осадконакопления, сохранившиеся на отдельных участках вплоть до палеогенового времени включительно.

Еще один из перикокеанических прогибов Северо-Восточной Атлантики приурочен к шельфу Скандинавского полуострова. Он охватывает и Норвежское краевое плато, но обладает некоторыми чертами отличия от других прогибов аналогичного типа. Отличие заключается прежде всего в вероятном отсутствии в пределах Норвежской глубоководной котловины отложений, древнее кайнозойского возраста, что устанавливается по возрасту линейных магнитных аномалий, а также в сокращенной до менее 2 км мощности осадков на большей части площади этой котловины. В зоне континентального склона, Норвежского плато и шельфа мощность осадочной толщи возрастает до 7—9 км, свидетельствуя о длительном периоде седиментации. Не исключено, что наиболее древние слои в этом прогибе представлены отложениями ранне- и среднепалеозойского возраста.

На западной окраине Атлантического океана также выявлен ряд перикокеанических прогибов. Самые северные из них тяготеют к южной оконечности Гренландии, Баффинову заливу и Большой Ньюфаундлендской банке. Эти три прогиба отличаются между собой по мощности осадочной толщи, наибольшей в Баффиновом и наименьшей в Южно-Гренландском прогибах, а также по возрастному диапазону мелководно-морских образований в разрезе осадочной толщи, залегающей в настоящее время в глубоководных котловинах. В Ньюфаундленд-Лабрадорском прогибе в юрское время существовала континентальная обстановка седиментации, которая сменилась в меловую эпоху мелководно-морской и затем, в кайнозойскую эру, глубоководной. В Баффиновом прогибе следует предполагать наличие мелководно-морских условий осадконакопления на протяжении почти всего кайнозоя, а в Южно-Гренландском, напротив, уже в юрскую эпоху существовала, вероятно, хотя и небольшая по площади, глубоководная котловина.

Распределение мощностей в перикокеанических прогибах Северо-Западной Атлантики весьма сложное. Наиболее отличительные черты этого распределения могут быть намечены на примерах Ньюфаундленд-Лабрадорского и Северо-Американского прогибов. На всем протяжении от Большой Ньюфаундлендской банки до мыса Флорида наблюдается сочетание узких поднятий и прогибов, сочлененных кулисообразно и вытянутых вдоль простирания подводной окраины материка. На западных продолжениях вулканогенных и глыбовых хребтов, являющихся как бы связующим звеном между Срединно-Атлантическим хребтом и континентом, приобретают развитие поперечные поднятия, разделяющие депрессии. Мощности в прогибах дости-

гают 10 км, а в поднятиях сокращаются до 2 км. У подножия континентального склона установлен краевой вал, сформировавшийся в зоне выклинивания гранито-гнейсового слоя. В пределах глубоководной котловины мощности сокращаются до 2—3 км, а «ложе» осадочной толщи приподнято на 4—5 км по отношению к прогибам на подводной окраине континента. Распределение мощностей хорошо отражает крупные подводные структурные элементы: краевое плато Блейк, Блейк-Багамская котловина, Бермудское поднятие и др. Характер тектонического строения дал основание ряду американских геологов рассматривать здесь переходную зону от континентальной коры к океанической в качестве современной миогеосинклинали, с зачаточной эвгеосинклиальной зоной, формирующейся непосредственно на «базальтовом» слое.

Стратиграфический диапазон и литологический состав осадочной толщи в этом регионе были изучены по многочисленным колонкам, добытым грунтовыми трубками, а также в скважинах, пробуренных на различных этапах программы глубоководного бурения, при глубинах океана от 25 до 6800 м (Ewing e. a., 1966; Investigation ..., 1968). В разрезе присутствуют породы от среднеюрского до плейстоценового возраста, представленные переслаиванием лютитов, глин, мергелей, песков и органогенных известняков. Последние приурочены к горизонтам мелового возраста до маастрихта включительно. Это привело американских геологов к выводу о том, что вплоть до позднемелового времени бо́льшая часть современной глубоководной котловины представляла собой мелкое море (Investigation ..., 1968).

Отмеченная направленность геологической истории нашла отражение в наборе структурных этажей, выделяемых в осадочной толще по сейсмическим данным, характерных значениях скоростей упругих волн и распространении каждого из этажей по площади. Применительно к Ньюфаундленд-Лабрадорскому прогибу выделяются три этажа — нижний, палеозойский (?) со скоростями от 5,1—5,3 до 5,7—6,3 км/с; средний, мезозойский со скоростями от 2,5 до 2,8 до 2,2—3,4 км/с; верхний, кайнозойский со скоростями от 1,8—1,9 до 1,7—2,2 км/с. Нижний этаж локализуется в зоне шельфа и континентального склона, средний распространяется на всю площадь прогиба. Верхний этаж, весьма маломощный на шельфе, достигает значительных мощностей в зоне подножия континентального склона и вновь сокращается в мощности в сторону глубоководной котловины.

Среди периокеанических прогибов, развитых вдоль Южно-Американского континента, больше всего есть сведений о прогибе, расположенном на Аргентинском шельфе. Здесь установлен ряд впадин, ориентированных преимущественно вкрест простирания подводной окраины материка и разделяющих их

поднятий с резко сокращенным разрезом осадочной толщи (до 1 км). Краевой вал у подножия континентального склона выражен довольно отчетливо, а мощности осадочной толщи во впадинах превышают 5 км. «Ложе» осадочного чехла в пределах талассосинеклизы здесь не приподнято, как в ряде предыдущих случаев, а наоборот, погружено или, в крайнем случае, находится на одном уровне с блоками в переходной зоне.

Наиболее древние платформенные образования на шельфе представлены палеозоем, однако более половины общей мощности в разрезах приходится на палеоген. В разрезе осадочной толщи, залегающей в глубоководной котловине, выявлены слои мелководно-морского генезиса, датируемые меловым возрастом.

Таким образом, в условиях залегания и строения осадочной толщи акватории Атлантического сегмента наблюдаются черты сходства и различия по отношению к Тихоокеанскому и Индоокеанскому сегментам. Они выражаются в своеобразной инверсии стратиграфического объема осадочных слоев — более широким в периокеанических прогибах Атлантического сегмента по отношению к эпигеосинклинальным прогибам Тихоокеанского сегмента и несколько сокращенном в шельфовой зоне периокеанических прогибов по сравнению с аналогичными структурами в Индоокеанском. В то же время структурные особенности, заключающиеся в существовании краевого поднятия в основании континентального склона и приподнятом залегании «ложа» осадочной толщи в талассосинеклизах по отношению к остальным блокам в переходной зоне, являются, в принципе, однотипными.

Черты сходства и различия между периокеаническими прогибами определяются главным образом двумя показателями: главенствующим простираемостью структур в осадочной толще, согласным или дискордантным по отношению к континентальному склону, а также стратиграфическим диапазоном и распространением континентальных и мелководно-морских образований в осадочной толще, залегающей в глубоководных котловинах. Последнее определяется геологической историей океанов — длительным и разновременным распадом и раздвигом отдельных континентальных блоков Пангеи.

В Арктическом сегменте редкие сейсмические профили и одиночные зондирования были отработаны НИИГА, ВНИИМОРГЕО и ЛГИ в шельфовой зоне и глубоководных котловинах Евразийской области, а американскими геофизиками в море Бофорта и Канадской котловине (Ostenso, 1962; Boosman, 1964; Hunkins, 1966; Sander, Overton, 1965; и др.). Тем не менее, путем сопоставления материалов морских геофизических исследований со сведениями по геологии островов и континентов удалось составить самые общие представления о строении осадочной толщи рассматриваемого сегмента в це-

лом и выделить пять осадочных бассейнов, значительно различающихся строением (Деменицкая, Левин, 1970). На современном уровне знаний таких бассейнов выделяется шесть: Баренцевоморский, Западно-Сибирский, Анабаро-Лаптевский, Индигиро-Чукотский, Бофорта и Северо-Гренландский.

В самом западном — Баренцевоморском бассейне стратиграфический диапазон осадочной толщи охватывает весь фанерозой. Осадочный бассейн обладает набором тектонических признаков, приближающих его, с одной стороны, к впадинам окраинных морей (типа Северного, Черного и др.), а с другой, — к периферическим прогибам Атлантического сегмента. Очевидно, в тектоническом отношении его наиболее правильно рассматривать в качестве своеобразного переходного образования. Следующий к востоку Западно-Сибирский бассейн является северной центриклиналью Западно-Сибирской синеклизы, где мезо-кайнозойская толща залегает на разновозрастном складчатом основании с резко утоненной мощностью гранито-гнейсового слоя. Следовательно, Западно-Сибирская синеклиза также представляет собой генетически промежуточное образование, но переходное уже между структурами континентального и океанического рядов.

Анабаро-Лаптевский осадочный бассейн, погружающийся в море Лаптевых, продолжается в глубоководной котловине Амундсена, а на континенте близок по строению к осадочным бассейнам, связанным с окраинными морями Тихоокеанского сегмента, поскольку составной его частью является Предверхо-янский краевой прогиб. Аналогичное замечание следует сделать по поводу строения осадочного бассейна в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, погружающегося в океаническую котловину Толля. Следовательно, Анабаро-Лаптевский и Восточно-Сибирский бассейны в тектоническом отношении являются промежуточным звеном между осадочными бассейнами в некоторых окраинных морях Тихоокеанского сегмента и типичными периферическими прогибами. Осадочная толща в этих бассейнах представлена преимущественно породами средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста.

Строение осадочного бассейна, приуроченного к Канадской котловине, в общем подобно осадочным бассейнам Черного моря, Мексиканского залива и некоторых других морей, но обладает и некоторыми отличиями, касающимися главным образом возраста и генезиса обрамляющих структур. На этом основании его следует считать переходным образованием между осадочными бассейнами Арктического и внешней областью Тихоокеанского сегмента. Развитие в Арктическом сегменте осадочных бассейнов переходного типа объясняется, очевидно, спецификой истории геологического развития Земли, многие детали которой пока еще неясны и нуждаются в дальнейшем изучении.

Антарктический сегмент в своем подводном продолжении почти не изучен. Некоторые сведения имеются только по впадинам морей Росса и Уэдделла. Мощности осадочной толщи превышают здесь 3 км, а ее временной интервал охватывает породы от палеозойского до кайнозойского возраста включительно. Обрамление подводного продолжения осадочных бассейнов образуют внутриокеанические подвижные пояса, а обширные области опускания сформировались перед герцинско-раннекеммерийскими складчатыми комплексами гор Элсуэрта (море Уэдделла) и позднебайкальско-раннекаледонскими складчатыми комплексами Земли Мэри Бэрд (море Росса). Это определяет своеобразие строения сегмента, проявляющееся в том, что тектонические структуры перикратонного и периокеанического типов присутствуют в современном виде.

Кроме упомянутых прогибов Уэдделла и Росса, на обрамлении Антарктиды намечается развитие еще трех типично периокеанических прогибов: Африканско-Антарктического, Австралийско-Антарктического и Беллинсгаузена. Основное различие между этими тремя прогибами заключается в том, что наличие в разрезе осадочной толщи отложений юрского возраста можно предполагать только для Африканско-Антарктического прогиба. В двух других отложения, древнее мела, скорее всего отсутствуют. В пределах глубоководных котловин нет, по-видимому, в осадочной толще и мелководно-морских фаций. Наиболее сложно строение прогиба Беллинсгаузена. В его шельфовой зоне и на континентальном склоне мощность осадочной толщи достигает 7,5 км. Северо-восточное окончание этого прогиба намечается в рифте Брамсфильд, приуроченном к одноименному проливу, отделяющему Шетландские острова от Антарктического полуострова. Мощность осадочной толщи в рифте Брамсфильд 5 км, а ее разрез представлен, вероятно, отложениями юрско-кайнозойского возраста.

Следовательно, периокеанические прогибы, развитые на обрамлении Антарктиды, представляют собой наиболее молодую генерацию тектонических структур этого типа, что вызвано относительно поздним отделением Антарктиды от остальных блоков Пангеи, а различие между прогибами определяется всей сложностью геологической истории этого региона.

Основы тектонического районирования дна Мирового океана

В эволюции литосферы областей с корой океанического, субокеанического и субконтинентального типов различают три основные стадии: деструктивно-конструктивную, конструктивную и деструктивную, весьма близкие к предложенным Р. М. Деменицкой (1975). На первой стадии происходит раздробление континентальных мегаблоков с возникновением в узкой рифтовой зоне зарождающихся внутриокеанических по-

движных поясов молодой океанической коры. Вторая стадия присуща главным образом внутриокеаническим вулканогенным хребтам и системам современных геосинклиналей. Третья стадия отражает процесс возникновения новообразованной коры в пределах глубоководных котловин окраинных и внутренних морей, обязанный в большей или меньшей степени в различных случаях рифтогенезу и тектоно-магматической переработке срединных массивов древних геологических эпох. На каждой из указанных стадий возникают определенные типы тектонических структур, образующих генетические ряды, связанные между собой переходными типами. Последние отражают длительность общего хода эволюции литосферы.

Соответственно можно провести районирование для Мирового океана по типам коры и тектонических структур и выделить области, соответствующие каждой из указанных стадий или отдельному этапу определенной стадии.

В области распространения коры преимущественно океанического типа:

1. Внутриокеанические подвижные пояса.
2. Глубоководные океанические котловины (талассосинеклизы).
3. Вулканогенные хребты (кора на предгеосинклинальной стадии).
4. Глыбовые хребты.

В переходной области от океанической коры к континентальной:

5. Периокеанические прогибы (паралиагеосинклинали).
- В области распространения преимущественно субконтинентальной коры:
6. Современные геосинклинали в составе — глубоководный желоб, геосинклинали островных дуг, глубоководные котловины некоторых внутренних морей (Эгейского, Филиппинского и др.).

В области распространения субокеанической коры:

7. Глубоководные котловины ряда внутренних морей (Алеутская в Беринговом море, Курильская и др.), входящие в состав крупных орогенных впадин.
8. Глубоководные котловины окраинных морей (Мексиканского залива, Леванта и др.), входящие в состав перикратонных прогибов.
9. Синеклизы с сильно редуцированной континентальной корой в некоторых шельфовых морях (Североморская и др.).
10. Внутриплатформенные синеклизы и впадины на континентальной коре (Северо-Китайская, Гудзонова залива и др.).

Предлагаемое районирование представляет собой дальнейшее развитие ранее высказанных представлений (Тектоника Евразии, 1966; Хаин, 1973). Оно отражает лишь самые общие черты строения Мирового океана.

ТЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

Окраинные и внутренние моря в тектоническом, но не географическом понимании этих терминов занимают существенно различное, но весьма своеобразное положение в общей структуре Земли (см. приложение). Все они располагаются в закономерной связи с подвижными поясами Земли фанерозойского возраста: внутриконтинентальным — Средиземноморским; окраинно-континентальными — Западно- и Восточно-Тихоокеанскими, Арктическим, Антарктическим; внутритрокеаническими — Срединно-Атлантическим, Индоокеанским и Восточно-Тихоокеанским. При этом, окраинные и внутренние моря сформировались в тектонических условиях трех основных типов: в пограничной области между относительно стабильными в фанерозе плитами добайкальской и байкальской консолидации и подвижным поясом; во внутренней области внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных поясов; в краевых участках ответвлений внутритрокеанических подвижных поясов там, где они внедряются в плиты континентальной коры консолидированные, как правило, к началу фанерозоя. Соответственно, в первом и третьем случаях моря могут быть отнесены к категории окраинных, а во втором — внутренних.

В пограничной области между Средиземноморским поясом и сопредельными добайкальскими и байкальскими плитами находятся моря Черное и Азовское, Северное, Адриатическое, Ионическое и Леванта, а также Персидский залив. Подобную же позицию занимает Мексиканский залив по отношению к Восточно-Тихоокеанскому подвижному поясу, Арафурское и Тиморское моря к Западно-Тихоокеанскому поясу, Канадская котловина и шельфовые моря Северного Ледовитого океана по отношению к Арктическому поясу, моря Росса и Уэдделла к Антарктическому.

Во внутренней области Средиземноморского пояса располагаются моря Андаманское, Каспийское, Эгейское, Тирренское, Альборанское и Алжиро-Прованская котловина. Аналогичную позицию занимают моря Берингово, Охотское, Восточно- и Южно-Каспийское, Филиппинское, Сулу, Сулавеси, Банда, Коралловое, Фиджи в Западно-Тихоокеанском поясе, а также Карибское море и Юкатанская котловина в Восточно-Тихоокеанском подвижном поясе. При этом Алеутская котловина в Беринговом море, Курильская в Охотском, Южно-Китайская и Коралломорская непосредственно сопряжены с крупными глыбами древних срединных массивов байкальской и более ранней консолидации, скрытых ныне под мощным осадочным покровом, по меньшей мере, в области шельфа.

Среди немногочисленной группы окраинных морей внутритрокеанических подвижных поясов с аналогичными глыбами

сопряжены Баффинов залив, сформировавшийся на продолжении Лабрадорской рифтовой зоны, Аденский залив и Красное море на северо-западной оконечности Индоокеанского подвижного пояса, Тасманово море, возникшее на северной ветви Восточно-Тихоокеанского пояса и, вероятно, море Скотия, сформировавшееся на юго-восточной ветви того же подвижного пояса. К категории окраинных морей внутриокеанических подвижных поясов относится и Калифорнийский залив.

Таким образом, в размещении окраинных и внутренних морей в современной структуре Земли намечаются две основные особенности:

1) взаимосвязь с главными подвижными поясами;

2) сопряжение многих из них с плитами и глыбами добайкальской и байкальской консолидации.

Если первая из этих особенностей в трех указанных разновидностях имеет глобальное значение, то вторая бесспорно устанавливается только в ряде случаев. Основные черты строения и эволюции литосферы окраинных и внутренних морей в конкретном выражении в индивидуальных случаях контролируются именно этими двумя особенностями. Эти черты в принципе общеизвестны и характеризуются прежде всего ярко выраженной гетерогенностью строения не только шельфовых зон, но и ряда глубоководных котловин. Лишь некоторые из котловин представляют собой относительно гомогенное образование. Тем не менее, по комплексу показателей между группами окраинных и внутренних морей, а также отдельными морскими впадинами, могут быть намечены элементы сходства и различия.

Сходство определяется крайне молодым, позднемиоценовым — кайнозойским возрастом подавляющего большинства глубоководных котловин, а также отсутствием, а иногда утонением и ремобилизацией типичной континентальной коры в морях шельфового типа. Процессы ремобилизации проявляются преимущественно в коре шельфовых морей и в меньшей степени в коре глубоководных котловин. Различия явно преобладают и выражаются в наличии или отсутствии глубоководной котловины, плотности вещества в кровле верхней мантии, отраженной в скорости упругих волн, сейсмичности, интенсивности теплового потока, мощности и периоде формирования осадочной толщи, наборе и формационном составе структурных этажей в осадочной толще.

Группу окраинных морей внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных поясов отличают три особенности глубинного строения: субокеанический тип коры, характеризующийся, как известно, суммарной мощностью в 20—30 км, из которых более половины приходится на осадочную толщу; пониженная или нормальная интенсивность теплового потока, отсутствие или слабый уровень сейсмичности.

Последнее вызвано тем, что для данной группы морей сопряжение с современной зоной Заварицкого—Беньофа не характерно. Оно установлено лишь в двух случаях, причем в одном (моря Ионическое и Леванта) наклон сейсмофокальной плоскости обращен в противоположную от окраинного моря сторону. Во втором случае (моря Арафурское и Тиморское) по периферии окраинного моря находятся две взаимно перпендикулярные зоны Заварицкого—Беньофа с разнонаправленными плоскостями сейсмофокальных зон. Все остальные морские впадины этой группы возникли вблизи или в непосредственном сопряжении с древними зонами Заварицкого—Беньофа ранне- и позднепалеозойского и мезозойского возраста, которые трассируются по гипербазитовым поясам, протягивающимся по окраинам и во внутренних областях подвижных поясов (Средиземноморский, Северо-Атлантический и др.).

В составе данной группы по времени начала общего прогиба, или, другими словами, по возрасту новообразованной субокеанической коры могут быть выделены две подгруппы: ранне-среднепалеозойская и позднепалеозойско-раннемезозойская. Первая из указанных подгрупп объединяет все окраинные шельфовые моря, а также моря Адриатическое, Ионическое и Леванта, где имеются небольшие по площади глубоководные котловины. Во вторую подгруппу входят моря Черное и Азовское, Мексиканский залив, Канадская котловина и море Бофорта совместно с Канадской котловиной.

В ранне-среднепалеозойской подгруппе мощность осадочной толщи, как правило, превышает 10 км, а иногда достигает 15 км и более (моря Северное, Леванта, Баренцево и др.). Осадочно-вулканогенный чехол залегает преимущественно на гетерогенном по возрасту и составу гранито-гнейсовом слое земной коры, который испытывает значительное утонение к району наибольшего прогиба. Скорости на разделе Мохорвичича, там, где были проведены сейсмические исследования, составляли от 8 до 8,2—8,4 км/с, снижаясь на отдельных участках до 7,8 км/с или, наоборот, возрастая до 9 км/с (Земная кора..., 1972; Collette, 1968; и др.).

Набор структурных этажей, выделяемых по сейсмическим данным в осадочно-вулканогенной толще, достигает пяти-шести, а распределение их по латерали сложное. Нижний каледонский этаж характеризуется скоростями 5,4—3,5 км/с, герцинский — 5,0—2,8 км/с, киммерийский — 4,5—2,7 км/с, а позднеальпийские этажи соответственно скоростями 2,8 и 2,5—1,6 км/с. Каледонский и герцинские этажи, как правило, ограничено распространены по площади, равно как и верхние, позднеальпийские этажи. Орогенные формации принимают участие в строении как каледонского и герцинского этажей («древний красный песчаник» и позднекаменноугольная и раннепермская моласса в Северо-Европейской области прогиба и др.), так

и позднеальпийского этажа (Ново-Гвинейский, Предаппенинский и другие краевые прогибы). Вулканогенные или осадочно-вулканогенные образования присутствуют в разрезах на разных уровнях. Применительно к Северному морю наиболее существенное значение они имеют в трех этажах: венд-среднепалеозойском (платобазальтовая формация); верхнепалеозойско-нижнемезозойском (оливин-базальт-трахитовая, преимущественно наземная формация) и кайнозойском (туфовая субформация). Отражением кайнозойского вулканизма является повышенный тепловой поток в центральной части Северного моря, что представляет собой, вероятно, исключение для данной группы окраинных морей.

Нисходящие движения в ранне-среднепалеозойской подгруппе происходят с раннего палеозоя или точнее даже с кембрия. Однако центры прогибания порой смещаются по площади, что вызывается направленностью процессов в коре и верхней мантии. Так, например, в районе Северного моря седиментация в мелководно-морских условиях начинается в кембрийское время на востоке (Балтийская синеклиза). Напротив, на западе несколько приподнятое положение Североморского срединного массива сохраняется до начала пермского времени, когда происходит формирование субмеридионального рифта Викинг. В цехштейне вследствие интенсивных преобразований в земной коре на рубеже отэнского и саксонского времени (отраженных вспышкой основного вулканизма) возникает относительно глубоководная обстановка, характеризующаяся накоплением эвапоритов. Именно в конце пермского периода и образуется наложенная Североморская синеклиза, тогда как Балтийская синеклиза отстает в общем темпе погружения.

К мезозою прогибание компенсируется осадконакоплением, и в дальнейшем преимущественно в мелководно-морских условиях формируются платформенные типы формаций. На начало кайнозоя обычно приходится значительная перестройка структурного плана, приводящая иногда к новому появлению относительно глубоководной обстановки (турбидиты низов палеоцена в Северном море), после которой скорость нисходящих движений оказывается равной скорости седиментации. В плейстоцене (а иногда голоцене) оформляются современные очертания шельфовых морей, Адриатической и Левантийской глубоководных котловин.

В позднепалеозойско-раннемезозойской подгруппе мощность осадочной толщи составляет от 14—16 (Черное море и Мексиканский залив) до 6—8 км (Канадская котловина). Области отсутствия гранито-гнейсового слоя занимают значительную часть площади, совпадая по очертаниям с контурами глубоководных котловин. Скорости упругих волн на разделе Мохоровичича изменяются от 7,9 до 8,3, а иногда и 9 км/с, свидетельствуя о изменениях плотности вещества верхней мантии по

латерали. Амплитуда поднятия кровли мантии 25—40 км, причем в структурном отношении раздел Мохоровичича образует отчетливо выраженный диапир.

Структурных этажей четыре — пять, причем иногда (запад Черного моря) присутствует еще один, самый нижний каледонский этаж. Каледонский и герцинский структурные этажи характеризуются скоростями 6,2—4,8 км/с, киммерийские этажи — скоростями 4,5—3,5 и 3,3—3,1 км/с, а позднеальпийские — от 4—3 до 2,0—1,8 км/с. В отличие от ранне-среднепалеозойской подгруппы ограниченно распространены по площади только нижние (каледонский и герцинский) структурные этажи. Орогенные формации наиболее характерны для заключительного этапа геологической истории, причем их мощность в краевых и межгорных прогибах превышает иногда 6 км. Аналогичные значения мощности позднеальпийских структурных этажей намечаются по сейсмическим данным и в глубоководных котловинах. Вулканогенные формации (оливин-базальтовая?, туфовая субформация) применительно к Черному морю могут только предполагаться по косвенным данным (базальты в юрских отложениях Мизийской плиты, внедрение магнитоактивных тел в осадочную толщу и др.).

Погружение центральных районов морей этой подгруппы началось в конце палеозоя — начале мезозоя (Канадская котловина) или в начале — середине мезозоя (Мексиканский залив, Черное море). Однако в краевых зонах осадконакопление в отдельных случаях происходило с раннего палеозоя. Формирование осадочной толщи, как и в предыдущей подгруппе, характеризуется чередованием континентальных, прибрежно-лагунных и глубоководных условий седиментации. Прогибание компенсируется седиментацией только к позднему мезозою или началу кайнозоя. Затем, после перестройки структурного плана, осадконакопление происходит в глубоководных условиях до середины или конца миоцена (Мексиканский залив), далее вновь, по-видимому, на короткий срок (Черное море) имела место компенсация прогибания осадконакоплением и лишь потом возобновилась глубоководная обстановка. Подобная цикличность с изменениями в палеогеографии происходила в Черном море до конца голоцена, когда здесь были условия замкнутого пресноводного водоема, вызванные колебаниями уровня Мирового океана.

Таким образом, стадия начального прогибания, фиксирующая возникновение окраинных морей рассмотренных двух подгрупп, характеризуется инверсией геотектонического режима, являющегося следствием деструкции фундамента средних массивов или краевых областей древних платформ процессами растяжения и тектоно-магматической переработки. На этой стадии на месте областей сноса предыдущих эпох распространялись мелководно-морские или глубоководные бассей-

ны. Наиболее типичные формации — глубоководная эвапоритовая и карбонатно-кремнистая, а также рифовая субформация.

Различие в эволюции окраинных морей заключается в том, что в морях шельфового типа возникновение новообразованной коры, совпадающее по времени со стадией начального прогибания, приходится на каледонскую или самое начало герцинской эпох тектоно-магматической активности. В морях котловинного типа возраст новообразованной коры несколько более молодой, позднепалеозойско-раннемезозойский.

Группа внутренних морей характеризуется высоким уровнем сейсмичности, что вызвано почти повсеместным их сопряжением с современными зонами Заварицкого — Беньофа и наклоном сейсмофокальной плоскости в сторону морских впадин. Исключением в этом плане являются лишь Алжиро-Прованская котловина и Альборанское море. В глубоководных котловинах, по крайней мере на части их площади, фиксируется повышенная интенсивность теплового потока.

Все внутренние моря по комплексу признаков, отражающих глубинное строение и возраст новообразованной коры, могут быть подразделены на три подгруппы: позднепалеозойско-раннемезозойскую, позднепалеозойско-раннекайнозойскую и позднейкайнозойскую.

Позднепалеозойско-раннемезозойская подгруппа весьма немногочисленна, поскольку в нее могут быть включены лишь собственно Алеутская котловина в Беринговом море, Южно-Китайская глубоководная котловина и юго-западная часть Коралловогоморской глубоководной котловины. Все эти морские впадины обладают субокеаническим типом строения коры. Однако скорости упругих волн на разделе Мохоровичича составляют в большинстве случаев 7,7—7,8 км/с и лишь изредка увеличиваются до 8,2 км/с (Crustal..., 1970; Shor, 1964).

Мощность осадочной толщи не превышает 10 км, а ее структура и история формирования обладают чертами сходства с аналогичной по возрасту новообразованной коры подгруппой окраинных морей. Набор структурных этажей сокращен до четырех (Берингово море) и трех (Южно-Китайское и Коралловое моря). Герцинский этаж характеризуется скоростями 5,7—4,0 км/с, киммерийский — скоростями 4,6—3,1 км/с, позднеальпийские этажи — 2,9 и 2,1—1,9 км/с (Shor, 1967; Structure..., 1971; Shor, Kirk, Menard, 1971).

Эволюция морских впадин отличается тем, что осадконакопление в краевых зонах бывших срединных массивов, расположенных в настоящее время в области шельфа и континентального обрамления, начинается в среднем палеозое (Берингоморский шельф) или в середине мезозоя. Формирование осадочной толщи на стадии общего прогибания происходит преимущественно в мелководно-морских условиях, которые лишь в начале миоцена сменяются глубоководными (Коралло-

воморская котловина), сохраняющимися до современной эпохи. Не исключено, что в Южно-Китайской и Алеутской котловинах глубоководная обстановка могла возникнуть и несколько ранее.

Структурные этажи в осадочной толще разделены углами несогласиями, а пликвативные и дизъюнктивные дислокации установлены не только на шельфе, но и в глубоководных котловинах. Только самый верхний, плиоцен-четвертичный подэтаж залегает в глубоководных котловинах горизонтально, да и то не всегда.

Позднемезозойско-раннекайнозойская подгруппа представлена котловиной Бауэrsa в Беринговом море, Курильской котловиной в Охотском море, Западно-Филиппинской котловиной, восточной и юго-восточной частями Коралловоморской котловины, Колумбийской и Венесуэльской котловинами в Карибском море, Алжиро-Прованской котловиной в Средиземном море. Глубоководные котловины этой подгруппы отличаются по типу коры. Так, например, Курильская, Колумбийская, Венесуэльская и Алжиро-Прованская котловины обладают корой субокеанического типа, а Западно-Филиппинская и юго-восток Коралловоморской котловины по строению приближаются к типично океанической коре. Скорости на разделе Мохоровичича в наиболее приподнятых участках этой поверхности чаще всего 7,7—7,8 км/с (Fahlgvist, Hersey, 1969; Ludwig e. a., 1972). Это обстоятельство наряду с повышенной интенсивностью теплового потока свидетельствует о некотором разуплотнении вещества в кровле верхней мантии.

Мощность осадочной толщи в котловинах с корой субокеанического типа около 5—8 км, лишь в Венесуэльской котловине она возрастает до 15 км. В котловинах с корой океанического типа мощность осадочного чехла снижается до 2 км и менее. При этом зоны максимальной мощности осадочной толщи тяготеют, как правило, к шельфу и континентальному склону. Набор структурных этажей весьма изменчив. В Венесуэльской и Колумбийской котловинах намечаются четыре этажа, в Алжиро-Прованской — три этажа, а, например, в Западно-Филиппинской котловине выделяется всего лишь один позднекайнозойский этаж. Скорости упругих волн в киммерийском этаже 4,6—4,2 км/с, в позднекайнозойских этажах (или точнее подэтажах) — от 4,9—3,6 до 2,1—1,9 км/с.

Интервал формирования осадочной толщи охватывает главным образом меловое и кайнозойское время. Однако в отдельных случаях седиментация начиналась в краевых зонах современных глубоководных котловин в позднем палеозое (Алжиро-Прованская, Венесуэльская котловины) или в середине мезозоя (котловина Бауэrsa?). Мелководно-морские условия сохранились на отдельных участках Венесуэльской и Коралловоморской котловин до начала миоцена, в других котло-

винах глубоководная обстановка возникла значительно ранее в интервале времени от начала мела до конца палеогена.

В позднекайнозойскую подгруппу входят следующие глубоководные котловины: Рюкю, Восточно-Филиппинская, Сулу, Сулавеси и Банда, Северо- и Южно-Фиджийские, Гренада и Юкатанская в Карибском море, Андаманская, Критская в Эгейском море, Тирренская и Альборанская. Среди них в Командорской, Япономорской, Восточно-Филиппинской и Фиджийской котловинах кора обладает океаническим типом строения, во всех остальных скорее субокеаническим. Строение кровли верхней мантии повсеместно, по-видимому, аналогично имевшему место в позднемезозойско-раннекайнозойской подгруппе и характеризуется изменениями плотности вещества по латерали.

Глубоководные котловины занимают различные площади во внутренних морях. В одних случаях (Эгейское, Андаманское, Альборанское моря) они распространены на ограниченных по площади участках, в других (моря Филиппинское, Фиджи) охватывают почти все внутреннее море, за исключением осложняющих его строение глыбовых и вулканогенных хребтов (Лорд-Хау, Кюсю-Палау и др.), в третьих (Тирренское и Японское моря) — около одной трети общей площади внутреннего моря.

Мощность осадочной толщи весьма изменчива: в Тирренском, Альборанском, Японском морях, а также в котловинах Юкатанской и Гренада 7,5—15 км, а во всех остальных не превышает 2 км. Зоны максимальной мощности осадочной толщи тяготеют, как правило, к шельфу и континентальному склону. В собственно глубоководных котловинах мощность осадочного чехла лишь на небольших участках достигает 4 км, почти повсеместно она около 2 км и менее.

Набор структурных этажей сокращен до трех (Тирренское, Японское моря), двух (море Фиджи) и одного (Восточно-Филиппинская котловина). Скорости упругих волн в разновозрастных этажах приблизительно аналогичны указанным для позднемезозойско-раннекайнозойской подгруппы. В Японском море, где в шельфовой области предполагается присутствие в разрезе каледонско-герцинского этажа, его могут характеризовать скорости 5,8—5,6 км/с. Киммерийский этаж, как и упомянутый каледонско-герцинский, повсеместно выклинивается из разреза в сторону глубоководных котловин, где известно два типа палеогеографических соотношений — залегание глубоководных осадков неогенового возраста либо непосредственно на базальтовом слое земной коры, либо на мелководно-морских отложениях палеогена (Южно-Фиджийская котловина) или раннего миоцена.

Окраинные моря внутриокеанических подвижных поясов также весьма разнообразны по строению.

Два из них — Скотия и Тасманово — располагаются вблизи современных зон Заварицкого — Беньофа, а два — Баффинов залив и Красное море — практически не имеют связей ни с древними, ни с современными аналогами этих зон. Тем не менее моря Скотия, Красное и Тасманово характеризуются повышенным тепловым потоком; для Баффинова залива данные по тепловому потоку отсутствуют.

Наиболее характерная черта глубинного строения — наличие скрытых под осадками или выведенных на поверхность морского дна продолжений рифтовых зон внутриокеанических подвижных поясов — получила отражение в полосовых аномалиях магнитного поля, установленных в каждом окраинном море данной группы.

Мощность осадочной толщи наибольшая в Баффиновом заливе, где она достигает на шельфе одноименного острова 15—18 км, наименьшая — в море Скотия, где она не превышает 2 км.

В центральной части Баффинова залива кровля верхней мантии находится на глубине 10 км, а скорость упругих волн на разделе Мохоровичича всего лишь 7,68 км/с. Мощность осадочного чехла в этом районе около 4—5 км, и в его разрезе выделяются два этажа — киммерийский со скоростью 3,47 км/с и альпийский, характеризующийся скоростью 2,3 км/с (Baffin Bay..., 1974).

Осадочно-вулканогенный чехол представлен преимущественно континентальными и мелководно-морскими образованиями юрско-мелового и кайнозойского возраста, а также покровами кайнозойских платобазальтов, достигающими наибольшей мощности на о. Диско. Эти данные, а также общая направленность эволюции Арктического сегмента Земли свидетельствуют о том, что возраст субокеанической коры Баффинова залива не моложе позднего мезозоя.

В Тасмановом море суммарная мощность коры изменяется от 20 до 10 км в направлении от хр. Лорд-Хау к Австралийскому континенту. Скорость упругих волн на разделе Мохоровичича всего 7,8 км/с. В рельефе морского дна выделяется поднятие типа подводного хребта, которое хорошо трассируется по полосовым магнитным аномалиям, а также получает отражение по отдельным горизонтам в консолидированной коре (Shog e. a., 1971).

Осадочный чехол достигает мощности 5 км вблизи западного (шельф Бассова пролива) и восточного (шельф Новой Зеландии) континентальных склонов. К центральной части Тасмановоморской котловины мощность чехла сокращается до 1—2 км. В разрезе выделяются два структурных этажа: киммерийский (или точнее позднекиммерийский подэтаж) со скоростью 3,6—3,9 км/с и альпийский со скоростью 2,2 км/с. Оба этажа сложены глубоководными карбонатной и терриген-

но-карбонатной формациями позднемелового — кайнозойского возраста, залегающими непосредственно на базальтовом слое океанической коры. Все это подтверждает высказанные ранее идеи о раздвиговой природе Тасмановоморской котловины (Hayes, Rings, 1973).

Несколько более молодое образование — море Скотия, также характеризуется наличием отчетливых полосовых аномалий магнитного поля. Новообразованная кора в этой морской впадине сформировалась в конце палеогена, что и обусловило весьма низкую мощность осадочной толщи и присутствие в разрезе лишь одного структурного этажа со скоростью сейсмических волн 2,1—2,3 км/с. Только лишь у самого подножия континентального склона Фольклендского краевого плато мощность осадочного чехла достигает 2 км.

Красноморская глубоководная котловина завершает эволюционный ряд окраинных и внутренних морей, являясь самой «юной» по возрасту новообразованной коры. Раздвиговые деформации происходили здесь в две стадии (Girdler, Styles, 1974). Первая из них приходится на рубеж между нижним и средним эоценом, а вторая — на рубеж между плиоценом и плейстоценом. После первой стадии возник Красноморский грабен в целом, а в среднем миоцене произошло накопление мощной толщи эвапоритов. В итоге второй стадии образовалась современная Красноморская глубоководная котловина, на дне которой выявлены термальные металлоносные илы, обязанные своим формированием поступлению рассолов из верхней мантии.

На основании приведенных данных можно наметить элементы тектонической классификации окраинных и внутренних морей, представляющие собой дальнейшую детализацию представлений, высказанных ранее (Левин, 1974), а также основные черты структуры и истории формирования осадочной толщи в каждой из выделенных групп и подгрупп.

Окраинные моря внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных поясов подразделяются на две возрастных подгруппы: ранне-среднепалеозойскую и позднепалеозойско-раннемезозойскую. Внутренние моря тех же поясов подразделяются на три подгруппы: позднепалеозойско-раннемезозойскую, позднемезозойско-раннекайнозойскую и позднекайнозойскую. Окраинные моря внутриокеанических подвижных поясов возрастных подгрупп не образуют. Все они различаются по возрасту новообразованной коры.

Обе возрастных подгруппы окраинных морей внутриконтинентальных и окраинно-континентальных подвижных поясов в тектоническом отношении сформировались в пределах прогибов перикратонного типа, что отмечалось ранее (Левин, 1970; 1976; Левин, Хаин, 1971). Линза осадочной толщи этих прогибов имеет либо выпуклую форму, согласную с рельефом мор-

ского дна, либо выпукло-вогнутую, обратную этому рельефу, что встречается реже (Каралломорская котловина). Структурные этажи в осадочной толще залегают большей частью с угловым несогласием, а пликативные и дизъюнктивные дислокации установлены не только на шельфе, но и в глубоководных котловинах. Наблюдается выклинивание древних этажей и даже их срезание более молодыми. Мнение о горизонтальном залегании осадочной толщи в глубоководных котловинах справедливо только для самого верхнего, плиоцен-четвертичного этажа, да и то не всегда.

Наибольшее сходство в строении осадочной толщи намечается между ранне-среднепалеозойской, позднепалеозойско-раннемезозойской подгруппами окраинных морей и позднепалеозойско-раннемезозойской подгруппой внутренних морей. Разрез слагают преимущественно платформенные и орогенные формации континентального, прибрежно-морского и мелководно-морского происхождения. Формации глубоководного генезиса хотя и присутствуют на различных стратиграфических уровнях, но относительно ограниченно распространены. Орогенные формации в большинстве случаев завершают разрез осадочной толщи. В соответствии с тектонической позицией и набором формаций осадочные бассейны первых двух подгрупп относятся к категории перикратонных. Формационный состав осадочной толщи в аналогичных бассейнах третьей подгруппы (восток Берингова моря, Южно-Китайское море и др.) дает основание рассматривать последние в качестве орогенных впадин. Внутренние моря позднемезозойско-раннекайнозойской подгруппы по аналогичным признакам также ближе всего к орогенным впадинам.

Геологическая история перикратонных и орогенных впадин, связанных с окраинными и внутренними морями, начиналась с деструкции фундамента срединных массивов или окраинных зон, преимущественно древних платформ, которая происходила по двум направлениям — тектоно-магматической переработки и растяжения. Это был по существу тафрогенный этап, когда в континентальной и мелководно-морской обстановке накапливались орогенные толщи тонкой и грубой молассы. Совершенно прав М. Е. Артемьев (1972) в том отношении, что на этом этапе развития в настоящее время находится большая часть Эгейского моря. Дальнейшее погружение характеризуется чередованием континентальных, прибрежно-лагунных, мелководно-морских и иногда даже относительно глубоководных условий седиментации. Последнее фиксируется в разрезах по горизонтам кремнистых и кремнисто-карбонатных отложений, латеральным переходом рифовой формации в гипс-ангидритовую, а затем в соленосную и другим признакам, в том числе и остаткам батиальных организмов (Гарецкий, Яншин, 1970, 1971; и др.).

К позднему мезозою или началу кайнозоя прогибание, как правило, компенсируется осадконакоплением. Именно на этот рубеж и приходится наиболее значительная перестройка структурного плана, после которой развитие идет тремя различными путями. В одном (Северное, Арафурское и другие моря шельфового типа) скорость погружения равна скорости седиментации. В другом (Мексиканский залив, Черное море и др.) седиментация происходит в глубоководных условиях до середины или конца миоцена, затем после кратковременного осадконакопления в мелководно-морской обстановке оформляются современные очертания глубоководной котловины. Подобная цикличность может иногда повторяться вплоть до конца плейстоцена, когда в интервале 10—12 тыс. лет назад, в связи с колебанием уровня Мирового океана в котловинах типа бессточных впадин периодически возникали пресноводные условия осадконакопления. В третьем (Берингово и другие моря) глубоководная котловина существует на протяжении почти всего кайнозоя.

Различие в геологической истории рассматриваемых трех подгрупп морей проявляется в количественных характеристиках: отношении суммарного объема осадочной толщи и общей площади акватории данной группы, интенсивности теплового потока. Подсчет первого из этих показателей, проведенный на основании схемы строения осадочной толщи (см. приложение), обнаруживает, что суммарный объем осадочной толщи и площадь впадин оказываются приблизительно равными в ранне-среднепалеозойской и позднепалеозойско-раннемезозойской подгруппах окраинных морей (соответственно 4,34 млн. км² — 17 млн. км³ и 3,03 млн. км² — 16,4 млн. км³). Однако средне-взвешенная мощность в позднепалеозойско-раннемезозойской подгруппе в полтора раза выше (5,41 против 3,29), что свидетельствует о длительном и стабильном прогибании. Суммарный объем осадочной толщи наибольший (34,7 млн. км³) в позднепалеозойско-раннемезозойской и позднемезозойско-раннекайнозойских подгруппах внутренних морей.

В принципе обе подгруппы окраинных и две первых подгруппы внутренних морей приурочены к тектоническим структурам полициклического развития. Однако прогибание перикратонных прогибов, связанных с окраинными морями, было более интенсивным и относительно стабильным. Перерывы в седиментации были кратковременными и большого значения не имели, особенно в позднепалеозойско-раннемезозойской подгруппе окраинных морей.

Погружение орогенных впадин внутренних морей, особенно тех из них, которые расположены в областях сочленения подвижных поясов, осложнялось событиями, происходившими в каждом из них. В результате оно неоднократно прерывалось эпохами поднятий и сопровождалось инверсионными подвиж-

ками блоков. Пересечение в этих областях глубинных разломов различных систем привело также к значительной проницаемости литосферы, неоднократным проявлениям платформенного магматизма основного состава и повышенному тепловому потоку. Эти особенности развития отразились в большом числе структурных этажей и обратных соотношений между ними. Впадины этой подгруппы представляют собой не только наложенные новообразования, но и геоморфологические элементы инверсионного происхождения.

Внутренние моря, входящие в состав позднекайнозойской подгруппы (Тирренское, Эгейское, Андаманское, Охотское, Японское, Восточно-Филиппинская котловина, Фиджи), отличаются прежде всего весьма сокращенным комплексом структурных этажей, состоящим из двух и даже одного (Восточно-Филиппинская котловина). Только в некоторых из них (Японское и Тирренское моря) могут быть выделены три или четыре этажа, но и в этих случаях нижние этажи выклиниваются к районам глубоководной котловины.

Подобное исключение можно объяснить, вероятно, тем, что в эволюционном ряду окраинных и внутренних морей Японское и Тирренское, а также Охотское моря занимают промежуточное положение между ранне- и позднеальпийскими подгруппами. Суммарный объем осадочной толщи в акваториях позднекайнозойской подгруппы невелик — 12,6 млн. км³, а средневзвешенная мощность наименьшая — 2,91 км. Полициклическое развитие осадочной толщи для данной подгруппы не характерно. Здесь оно было крайне кратковременным, моноили бициклическим (Тирренский, Охотоморский, Япономорский осадочные бассейны). Соответственно, подавляющее большинство морских впадин этой подгруппы относится к категории современных геосинклиналей или же к переходным образованиям между современной геосинклиналью и орогенной впадиной.

Окраинные моря внутриокеанических подвижных поясов по особенностям геологического строения труднее всего сопоставить с хорошо известными тектонотипами. Так, например, Тасманово море в западной части ближе всего к понятию современная геосинклиналь, а в восточной части более всего напоминает негативный аналог областей эпиплатформенного орогенеза. Западный и восточный шельфы Тасманова моря, в свою очередь, представляют собой по сути дела межгорные впадины. Баффинов залив ближе всего к тому типу орогенных впадин, каким является Паноннская впадина. Калифорнийский залив и море Скотия — типичные современные геосинклинали; Красное море — орогенная впадина в области эпиплатформенного орогенеза. Все разнообразие намечающихся тектонических типов свидетельствует, по-видимому, о том, что на ранних стадиях интенсивного проявления горизонтальных движений

появляются области литосферы Земли, характеризующиеся большей гетерогенностью, чем наблюдающаяся на континентах. Все это потребует, вероятно, выделения существенно новых тектонотипов и разработки новой терминологии, что в задачу данной работы не входит.

Сравнительный анализ глубинного строения и элементов эволюции окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанских подвижных поясов дает основание для следующих выводов.

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

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

3. Среди указанных типов и групп осадочных бассейнов типично «тихоокеанскими» являются только находящиеся во внутренних областях одноименных подвижных поясов. Все остальные — это чужеродные тела в Тихоокеанском тектоническом кольце, возникшем за счет раздвига платформы и последовательного формирования эвгеосинклинальных зон. Они только усиливают гетерогенность строения Тихоокеанского кольца, давно подчеркнутую Ю. М. Пушаровским (1972). Та-

ким образом, наибольшее сходство в строении окраинных и внутренних морей проявляется не по признаку их географической общности, а по тектонической позиции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К РАЗДЕЛУ I

- Артемов М. Е. Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975. 216 с.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 216 с.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Распространение глубоководных осадков в разрезах складчатых областей.—Изн. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 112—124.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971, с. 278—282.
- Деменцкая Р. М., Левин Л. Э. Группа впадин Арктических морей.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970, с. 252—272.
- Здоровенин В. В. Мощности осадочного покрова в Тихом океане.— В кн.: Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974, с. 37—69.
- Земная кора внутренних морей и континентальных впадин области Тетиса.— В кн.: Геология и геофизика моря. М., «Наука», 1972, с. 72—82. (Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). Авт.: И. А. Гаркаленко, В. П. Гончаров, Я. П. Маловицкий и др.
- Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука», т. 1, 1972; т. 2, 1973.
- Левин Л. Э. Вопросы тектонической классификации впадин окраинных и внутренних морей в связи с проблемой их нефтегазоносности.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, № 5, с. 131.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 93—111.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 274 с.
- Непрочнов Ю. П., Ковылицы В. М., Михно М. Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане.— В кн.: Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964, с. 52—61. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16).
- Океаны и геосинклинальный процесс.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. П. Книппер и др.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
- Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 2, с. 319—322.
- Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— «Изн. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10, с. 3—24. Авт.: А. П. Виноградов, Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев и др.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. Т. 5. М., «Наука», 1972. 418 с.
- Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. Эволюция океанической литосферы и геолого-геофизические исследования западной части Тихого океана.— «Вестн. АН СССР», 1971, № 11, с. 57—63.
- Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 481—550.
- Хаин В. Е., Кац Я. Г., Соколов Б. А. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция «тектоники плит». — «Изн. вузов. Геол. и разв.», 1973, № 10, с. 3—14.

Чернышева В. И., Рудник Г. Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2, с. 426—429.

Allen A. Seismic refraction investigation in the Scotia Sea.—British Antarctic Survey and Department of Geology. London, 1966, N 55, p. 44.

Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic ridge at 45 N.—«Science», 1969, vol. 165, N 3898, p. 1112—1113.

Baffin Bay: small ocean basin formed by sea-floor spreading.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1974, vol. 58, N 6, pt. II, pp. 1089—1108. Aut.: C. E. Keen, M. L. Keen, D. J. Ross, M. Lack.

Barker P. F., Griffiths G. The evolution of the Scotia ridge and Scotia Sea.—«Philosophical Transaction of the R. Soc. of London», 1972, A 271,12/B, p. 151—183.

Boosman J. W. Seismic crustal studies in the Arctic ocean basin.—«Naval Res. Rev.», 1964, vol. 17, N 2.

Closs H., Hinz K. Refraction seismic measurements in the northern Arabian Sea.—In: Paper presented at the Symposium on Upper Mantle Project. Hyderabad, India, 1967, p. 34—39.

Collette B. J. On the subsidence of the North Sea area.—In: Geology of Shelf Seas. London, 1968. 160 p.

Crustal structure of the Coral Sea.—«Journal of Geophysical Research», 1970, vol. 75, N 11, p. 1953—1962. Auth.: M. Ewing, H. V. Hawkins, J. W. Ludwig, J. Ewing.

Dehlinger P., Couch R. W., Gemperle M. Continental and oceanic structure from the Oregon coast westward across the Juan de Fuca Ridge.—«Canad. J. of Earth. Sci.», 1968, vol. 5, N 4, p. 1079—1090.

Engel A. E. J. Characteristics, occurrence and origins of the basalts of the oceans.—«Phil. Trans. Roy. Soc.», London, 1971, A 268, N 1192493.

Engel C. G., Fisher R. L. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, western Indian ocean.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1975, vol. 86, p. 1553—1578.

Eremenko N. A., Gagelgan A. A. New data on the tectonic framework of the Indian Peninsula.—«Bull. ONGC» (India), 1966, vol. 3, N 2, p. 1—3.

Ewing J., Ewing M., Leyden R. Seismic-profiler survey of Blake Plateau.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1966, vol. 50, N 9, p. 1948—1971.

Fahlquist D. A., Hersey I. B. Seismic refraction measurements in Western Mediterranean Sea.—«Bull. Sust Oceanogr.» Monaco, 1969, vol. 67, p. 52.

Francis T. J., Raitt R. W. Seismic refraction measurements in the southern Indian Ocean.—«Journal of Geophysical Research», 1967, vol. 72, N 12, p. 3015—3041.

Francis T. J., Shor G. G. Seismic refraction measurements in the north-west Indian Ocean.—«Journal of Geophysical Research», 1966, vol. 71, N 2, p. 427—450.

Gilluly I. Plate tectonics and magmatic evolution.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, vol. 82, N 9, p. 2383—2396.

Girdler R. W., Styles P. Two stages Red Sea floor spreading.—«Nature», 1974, vol. 247, p. 1214—1220.

Green D. H. Peridotite—Gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, vol. 81, N 7, p. 2161—2166.

Hayes D. E., Rings I. Sea floor Spreading in the Tasman Sea.—«Nature», 1973, vol. 243, p. 454—458.

Hinz K. A. Contribution to the geology of the North Sea.—In: Geology of Shelf Seas. London, 1968. 160 p.

Hunkins K. The Arctic continental shelf north of Alaska.—«Paper. Geol. Surv.» Canada, 1963, N 15, p. 197—205.

Investigation of Horizon Beta.—«Science», 1968, vol. 162, N 3861, p. 1473—1479. Aut.: Ch. C. Windisch, K. J. Leyden, J. L. Worzel e. a.

Joides Scientific Report on Deep Sea Drilling Project Leg Y.—«Ocean Industry», 1969, N 8, p. 30.

Marine seismic refraction studies on the continental margin to the south of Australia.—«Deep Sea Res.», 1965, vol. 12, N 4, p. 479—498. Aut.: L. V. Hawkins, J. F. Heenion, J. E. Nafe, H. A. Doyll.

McBirney A. R. Oceanic volcanism: a review.—«Rev. Geophys. and Space Physics», 1972, vol. 9, N 3, p. 523—555.

Moore E. M., Jackson E. D. Ophiolites and oceanic crust.—«Nature», 1974, vol. 250, N 5462, p. 136—139.

Narain H., Kaila K. L., Verma R. K. Continental margins of India.—«Canadian J. Earth Sci.», 1968, vol. 5, N 4, p. 1051—1065.

Ostenso N. A. Geophysical investigation of the Arctic ocean basin.—«Univ. of Wisconsin Geoph. and Polar. Res. Rept.», 1962, N 62—64. 124 p.

Raitt R. W. Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1956, vol. 67, N 12, p. 1623—1639.

Sander G. W., Overton A. Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic Archipelago.—«Geophysics», 1965, vol. 30, N 1, p. 87—96.

Sheridan R. E., Nafe J. E., Hennion J. Seismic refraction study of continental margin east of Florida.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1966, vol. 50, N 9, p. 1972—1991.

Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau.—«Journal of Geophysical Research.», 1971, vol. 76, N 29, p. 7118—7137.

Shor G. G. Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge.—«Marine geology», 1964, vol. 1, N 3, p. 213—219.

Shor G. G. Seismic refraction profile in Coral Sea basin.—«Science», 1967, vol. 158, N 3803, p. 911—913.

Shor G. G., Kirk H., Menard H. Crustal structure of the Melanesian area.—«Journal of Geophysical Research.», 1971, vol. 76, N 11, p. 2562—2586.

Structure of Bowers ridge, Bering sea. «J. geophys Res», 1971, vol. 16, N 26, p. 6350—6366. Aut.: W. J. Ludwig, S. Murauchi, N. Den, e. a.

Structure of continental margin of Sierra Leone, West Africa.—«J. Geoph. Res.», 1969, vol. 74, N 10, p. 2512—2530. Aut.: R. E. Sheridan, R. E. Houtz, C. L. Drake, M. Ewing.

Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau. «Journal of Geophysical Research», 1971, vol. 76, N 29, p. 7118—7137, Aut.: J. I. Ewing, W. J. Ludwig, M. Ewing, S. L. Eittreim.

**ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В АКВАТОРИЯХ**

Проблема закономерностей нефтегазообразования и нефтегазонакопления в системе Мирового океана находится в начальной стадии изучения. Различным аспектам этой проблемы посвящены пока весьма немногочисленные работы отечественных и зарубежных исследователей (Бакиров, 1973; Брод, 1964; Геодекян, Троцюк, Ульмишек, 1972; Еременко, Алиханов, 1971; Калинин, 1964; Тектоника..., 1970; Левин, 1970а, б, 1975; Левин, Хаин, 1971; Сорохтин и др., 1974; Хаин, 1970; Emery, 1963, 1969; Hedberg, 1970; Klemme, 1971).

Среди широкого круга вопросов, являющихся составными частями этой проблемы, в указанных работах наиболее полно были рассмотрены только некоторые, касающиеся тектонических и историко-геологических предпосылок нефтегазонакопления, а также отдельных общих закономерностей нефтегазонакопления. Это обстоятельство вызвано главным образом явно недостаточной геологической изученностью большей части перспективной в нефтегазонакопительном отношении площади Мирового океана.

Глава 3.**НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МИРОВОГО ОКЕАНА**

Основные черты геологического строения и эволюции системы Мирового океана, приведенные в предыдущем разделе, свидетельствуют о высоких перспективах нефтегазонакопления осадочно-вулканогенной толщи, залегающей в его пределах и характеризующейся значениями сейсмических скоростей до 4,5—5,0 км/с. Данные, накопленные при осуществлении программы глубоководного бурения, показывают, что потенциально нефтегазонакопительная осадочно-вулканогенная толща залегает не только на подводной окраине материка и континентальном склоне, но во многих случаях распространяется и в глубоководные котловины окраинных морей, а также Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. В этой связи вся сложность и специфика теоретической проблемы нефтегеологического районирования акваторий определяется рядом обстоятельств, основными из которых являются:

необходимость учета принципов нефтегеологического районирования континентов вообще и сопредельной к морям и океанам суши в частности; различие в глубинном строении континентов и Мирового океана; элементы сходства и различия во внутреннем строении осадочной толщи континентов и Мирового океана; неразработанность многих вопросов регионального тектонического районирования Мирового океана.

В СССР разработка теоретических основ нефтегеологического районирования базировалась на сложившихся представлениях геотектоники (А. А. Бакиров, И. О. Брод, М. И. Варенцов, М. К. Калинин, Г. Е. Рябухин, Н. Ю. Успенская, В. Е. Хаин), причем важная инициатива в опыте подобного районирования применительно к собственно акваториям принадлежит М. К. Калинин. В зарубежной литературе для целей нефтегеологического районирования Земли в последние годы наметилась тенденция применения основных положений мобилизма или, другими словами, разрастания ложа океанов. Однако вне зависимости от принятой методологии общепризнано, что морские месторождения нефти и газа располагаются в пределах крупных осадочных бассейнов, большая часть площади которых скрыта в акваториях.

По схеме, предложенной В. Е. Хаиным (1970), осадочные бассейны образуют главные пояса нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции Земли (ГПН) трех основных типов: эпигеосинклинального, перикратонного и перикокеанического.

Таблица 1

Распределение крупных месторождений углеводородов по главным поясам нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции (ГПН) различных типов, связанных с системой Мирового океана

Тип ГПН	Характер бассейна	Число месторождений
Тихоокеанский	Эпигеосинклинальный	16
Средиземноморский	»	3
Тихоокеанский	Перикратонный и внутрискладчатый	37
Северо-Средиземноморский	Перикратонный	31
Южно-Средиземноморский	»	73
Индокоеанский	Перикокеанический	6
Западно-Атлантический	»	9
Восточно-Атлантический	»	4
Арктический	Переходный	33
Итого		212*

* В том числе:

эпигеосинклинальные ГПН	19
перикратонные и внутрискладчатые ГПН	141
перикокеанические и переходные ГПН	52

Распределение морских месторождений нефти и газа по нефтегазоносным бассейнам и стратиграфическая приуроченность залежей (по состоянию на 1/1 1975 г.)

Возраст продуктивных горизонтов	Бассейн																																	
	Залив Кука	Гуаяильский	Калифорнийский	Восточно-Японский	Западно-Новозеландский	Западно-Суматринский	Фракийский	Татарско-Японский	Восточно-Китайский	Индонезийско-Яванский	Иравадийско-Андаманский	Коралловоморский	Венесуэльский	Мексиканский	Южно-Каспийский	Азово-Черноморский	Адриатический	Алжиро-Прованский	Северо-Европейский	Восточно-Средиземноморский	Персидского залива	Тасманов	Ньюфаундленд-Лабрадорский	Гвианский	Бразильский	Аргентинский	Гвианский	Ангольский	Агульас-Карру	Западно-Австралийский	Красного моря	Северо-Китайский		
Плиоцен	*	2					3							20	15																			
Миоцен	12	12	15	1		2	2	3	5(?)	17	11	1	3	5		1				1	1						45	2			7	3(?)		
Палеоген			14		2					1						1	1	1	5			11		*			1	*						
Мел												4	20		1	1	1	2	7	3	21		3	*	2	1(?)	*	14	1	1				
Юра			*											*					2		14									2				
Триас																			6	1										2	3			
Пермь																					22	1												
Карбон																																		
Девон																												1						
Итого	12	12	31	1	2	2	2	9	5	55	1	3	9	320	20	2	18	2	61	5	42	11	3	13	4	1	47	16	1	8	7	3		

* — единичные залежи в многопластовых месторождениях.

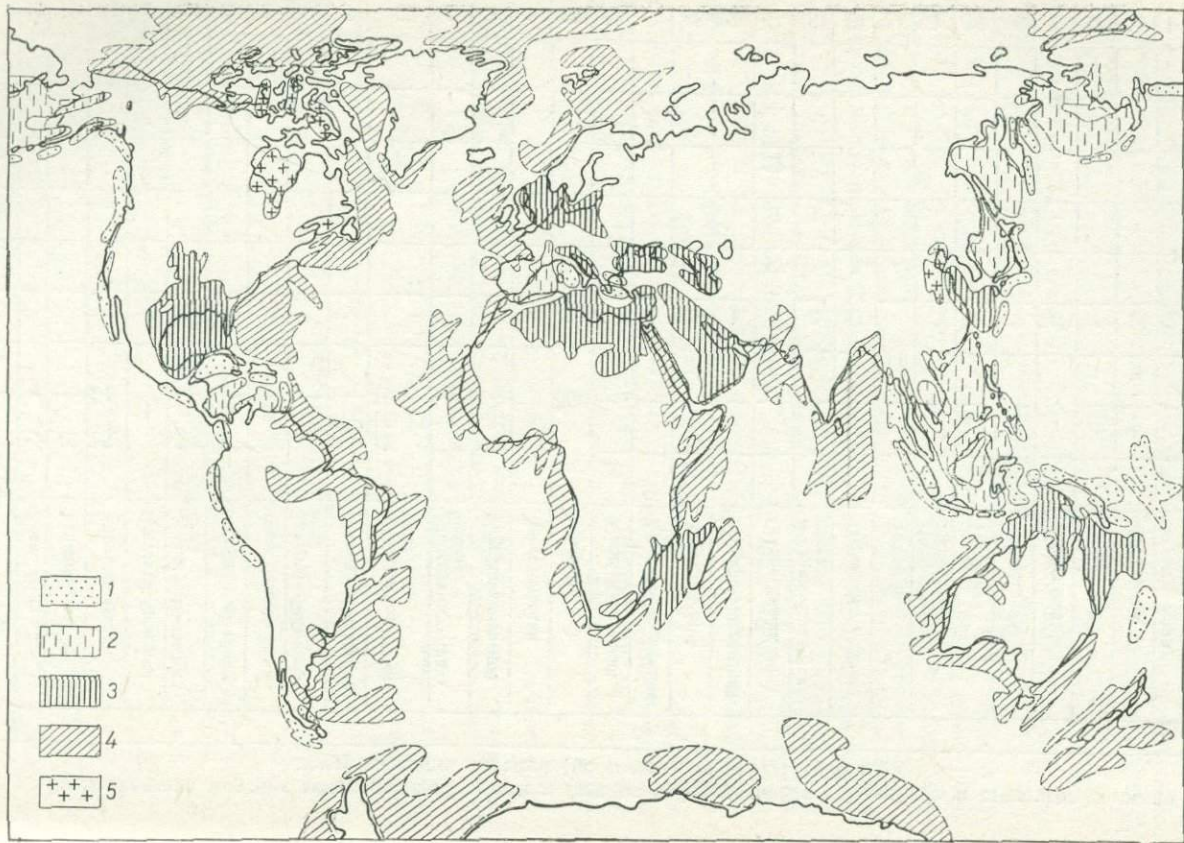


Рис. 4. Схема распространения основных типов поясов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции (ГПН) в Мировом океане. По Л. Э. Левину (1973).
 Осадочно-породные бассейны: 1 — эпигеосинклинальных ГПН; 2 — внутрискладчатых ГПН; 3 — перикратонных ГПН; 4 — перикокеанических ГПН; 5 — внутриплатформенных синеклиз

В терминологии, принятой А. А. Бакировым (1973), генетическими аналогами эпигеосинклинальных поясов являются внутрискладчатые, а перикратонных — краевые системы платформенных областей; при этом понятия «нефтегазоносный бассейн» (мегабассейн при весьма большой площади) и «нефтегазоносная провинция», по крайней мере применительно к строению Мирового океана, являются идентичными.

Значения главных поясов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, а также правомерность их выделения определяются тем, что в их пределах (как в море, так и на континентах и островах) обнаружено 212 крупных скоплений углеводородов с запасами свыше 70 млн. т из 284 известных в настоящее время на Земле (табл. 1). Подобная особенность не является случайностью, а вызвана наличием комплекса предпосылок, благоприятных для развития в широких масштабах процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Однако распределение крупных месторождений между отдельными поясами весьма неравномерно, что определяется различиями в тектонических и историко-геологических предпосылках нефтегазоносности (Левин, 1975).

В стратиграфическом разрезе всех ГПН залежи распределяются следующим образом: в девоне — 1, в перми — 22, в триасе — 10, в юре — мелу — 120, в мелу — палеогене — 13, в кайнозое — 560 (табл. 2), что подтверждает неоднократно высказывавшиеся представления о высокой перспективности кайнозойских отложений в окраинных морях. Данные о более древних горизонтах нельзя признать полностью представительными из-за недостаточной изученности.

Новейшие данные о строении осадочно-вулканогенной толщи, залегающей в системе Мирового океана, вызывают необходимость выделить четыре типа главных поясов нефтегазообразования: эпигеосинклинальный, внутрискладчатый, перикратонный и перикокеанический (рис. 4). Между указанными типами и основными типами земной коры, выделенными Р. М. Деменицкой (1975), существует строгое генетическое соответствие. Перикокеанические пояса приурочены к деструктивно-конструктивной коре, возникшей на окраинах Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов; перикратонные пояса — к пассивно-конструктивному типу коры, причем большая часть их площади приходится на окраинные моря как шельфовые, так и котловинные. Эпигеосинклинальные и внутрискладчатые пояса приурочены к эксконст-

руктивному типу коры, формирующемуся главным образом в современных геосинклиналях обрамления Тихого океана и в ряде районов Средиземноморского пояса Евразии. Соответственно, в тектоническом отношении каждый из главных поясов нефтегазообразования и нефтегазонакопления находится в закономерной связи с подвижными поясами мира. Эпигеосинклинальные и внутрискладчатые ГПН связаны с Западно- и Восточно-Тихоокеанскими, а также Средиземноморским подвижными поясами; перикратонные охватывают системы впадин субокеанического типа в пределах тех же подвижных поясов; перикокеанические сформировались в пределах субмеридиональных древних складчатых поясов, протягивающихся вдоль периферии молодых океанов — Атлантического и Индийского. В составе перикокеанических поясов выделяется особый подтип субширотных Арктического и Антарктического ГПН, которые по особенностям строения занимают промежуточное положение между перикратонными и перикокеаническими ГПН.

В эволюционном отношении бассейны акваториальных ГПН занимают определенное место среди нефтегазоносных бассейнов мира, удовлетворяя зависимостям между современным состоянием тектоносферы и историей формирования потенциально нефтегазоносной осадочно-вулканогенной толщи в каждой из групп бассейнов. Таким образом, эволюция земной коры и ее осадочно-вулканогенной оболочки, в которой собственно и происходят процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления, находятся между собой в прямо противоположном соотношении. Начальная стадия формирования этой оболочки приходится на конструктивный тип коры. Сложная по строению и составу оболочка, формировавшаяся в различных случаях на протяжении от 600 до 200—150 млн. лет, установлена в пределах пассивно-конструктивного типа коры. В областях распространения деструктивно-конструктивного типа осадочно-вулканогенная оболочка характеризуется резкой изменчивостью по латерали стратиграфического объема и формационного состава. И, наконец, в пределах океанической коры конструктивного типа потенциально нефтегазоносная осадочно-вулканогенная оболочка практически отсутствует.

Эпигеосинклинальные и внутрискладчатые ГПН объединяют нефтегазоносные бассейны, приуроченные к межгорным впадинам островных и горных дуг, а также некоторых внутренних морей. Эти относительно небольшие по площади бассейны обычно полузамкнуты в подводном продолжении и выполнены мощной (до 12—18 км) толщиной орогенных формаций кайнозойского возраста, накопление которых происходило в динамической обстановке преимущественного сжатия. Сочетание этих показателей привело к формированию высокоамплитудных структурных ловушек и коллекторских тел с хорошими физическими свойствами, что создало весьма благо-

приятную обстановку для аккумуляции углеводородов в залежах. Залежи в бассейнах этого типа бывают, как правило, крупными и высокодебитными (залив Кука, Калифорнийский и др.). В отличие от остальных ГПН, располагающихся в виде ортогональной решетки, закономерно связанной с геосинклинальными поясами неогена, Тихоокеанский эпигеосинклинальный ГПН образует кольцевую систему, обрамляющую собственно талассократон Тихого океана.

Вероятно, горизонтальные напряжения, особенно ощутимые в переходных зонах от океанической к континентальной коре, в сочетании с вертикальным сжатием (горное давление) должны, по-видимому, привести к повышенным масштабам нефтегазонакопления и формированию высокодебитных месторождений не только в сводовых, но и в тектонически экранированных и литологических ловушках. Примером подобного рода является крупный нефтегазодобывающий район на шельфе Калифорнии.

Перикратонные мегабассейны в системе Мирового океана образуют три ГПН: Тихоокеанский, Северо- и Южно-Средиземноморский, где залегает не менее 25% всей потенциально нефтегазоносной толщи Земли, около 40% объема осадочной толщи Мирового океана или более 65% этой толщи всех окраинных и внутренних морей вместе взятых. В этих трех ГПН обнаружено 440 из 726 морских месторождений нефти и газа, в том числе 137 крупных или около 50% от всех аналогичных месторождений Земли.

Осадочные бассейны перикратонных ГПН отличаются от эпигеосинклинальных существенно иной направленностью эволюции литосферы и ее осадочно-вулканогенной оболочки. В истории формирования этой оболочки Л. Э. Левин (1975) выделяет четыре основные стадии, каждая из которых характеризуется специфическим набором формаций потенциально-нефтегазоносной осадочно-вулканогенной толщи: 1) раннюю стадию, или стадию преобладающих поднятий на месте будущего осадочного бассейна, когда в литосфере преобладают раздвиговые деформации (рифтогенез), сопровождающиеся тектоно-магматической переработкой гранито-гнейсового слоя земной коры; 2) стадию начального прогибания, фиксирующую возникновение многих современных окраинных морей, заключающуюся в смене геодинамической обстановки растяжения сжатием и соответственно в преобладании вертикальных движений; 3) зрелую стадию, или стадию замедленных опусканий, с компенсацией прогибания седиментацией и кратковременным возникновением континентальных условий; 4) заключительную стадию, или стадию интенсивного прогибания, на которой и оформляются современные очертания котловинных и шельфовых морей.

В конкретной обстановке каждого окраинного и внутренне-го моря та или иная стадия может не проявиться в геологической истории. При этом наиболее полный ход эволюции, состоящей из выделенных четырех стадий, присущ именно осадочным бассейнам окраинных морей перикратонного типа.

Особенности нефтегазонакопления в перикратонных мегабассейнах были разработаны ранее Л. Э. Левиным и В. Е. Хаиным (1971), было установлено, что каждый из них представляет собой крупный узел нефтегазонакопления. Эти особенности в различных сочетаниях проявляются в отдельных мегабассейнах, но в наиболее полном выражении определяют следующие:

а) переработкой гранито-гнейсового фундамента тектономагматическими процессами и рифтогенезом, что приводит к неравномерному прогибанию, формированию нескольких нефтегазонакопительных этажей и сопровождается кратковременными эпохами повышенного теплового потока, способствующего нефтегазообразованию;

б) длительностью погружения, компенсированного осадконакоплением на протяжении большей части фанерозоя. Отсутствие компенсации, наблюдаемое в глубоководных котловинах, обычно приурочено к кайнозойской эре;

в) периодической сменой глубоководных и мелководных обстановок осадконакопления, сопровождавшейся перерывами в седиментации, что, в свою очередь, привело к чередованию в разрезах продуцирующих, коллекторских и непроницаемых толщ;

г) участием в строении бассейнов краевых прогибов, являющихся региональными зонами нефтегазонакопления в крупных масштабах;

д) развитием систем поперечных разрывов, вызывающих резко дифференцированные подвижки блоков;

е) накоплением большой мощности осадков кайнозойского возраста, не завершивших еще диагенеза, а также соленосных толщ, что способствует формированию особо крупных месторождений с аномальными пластовыми давлениями.

Сочетание этих особенностей приводит к появлению не только длительно развивающихся структурных, но и литологических и стратиграфических ловушек различных типов — выклинивания и резкого сокращения вверх по восстанию слоев мощностей гранулярных коллекторских пластов и пачек, рифовых массивов, зон повышенной проницаемости трещинных коллекторов и т. д. Все это при наличии эвапоритов, являющихся одним из лучших видов покрышек, создает идеальную для нефтегазонакопления обстановку. Обратные соотношения между рельефом морского дна и залеганием «ложа» осадочной толщи, известные в ряде бассейнов Тихоокеанского ГПН, наряду с особенностями тектонического строения и историй

развития свидетельствуют о возможности миграции углеводородов в сторону некоторых глубоководных котловин и несомненной их перспективности для поисков промышленных скопелений нефти и газа.

Осадочно-вулканогенная толща в перикратонных поясах находится в сопряжении либо с современными, либо с древними зонами Заварицкого — Беньюфа. В подобных геотектонических условиях процессы нефтегазообразования могут быть более интенсивными, прежде всего в связи с повышенным тепловым потоком в периоды геодинамической обстановки преимущественного растяжения. Ряд ученых (Г. Гедберг, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, В. В. Федьинский) предполагает также широкое проявление и высокий масштаб термоллиза биогенного вещества, попадающего в зону поддвига. Не исключено, что указанными причинами наряду с целым рядом других особенностей геологического строения объясняется уникальная нефтегазоносность мезозойских отложений Персидского залива, поскольку в конце киммерийского тектоно-магматического этапа на месте этого залива находилось окраинное море, отделенное островной дугой Загроса от собственно океанического пространства Тетиса.

Для Северо- и Южно-Средиземноморских ГПН наиболее типичной является обстановка нефтегазонакопления, имеющая место в Северо-Европейском мегабассейне, охватывающем Северное и Балтийское моря. В осадочно-вулканогенной толще этого мегабассейна уверенно выделяются три нефтегазоносных этажа: доцехштейновый (доверхнепермский), цехштейновый и надцехштейновый (мезо-кайнозойский). В строении потенциально-нефтегазоносной толщи остальных мегабассейнов много общего с Северо-Европейским, особенно для отложений кайнозойского возраста. Однако в составе и распределении мощностей образований кайнозойского возраста преобладают различия, обусловленные началом орогенеза в альпийских геосинклиналях, приведшим к накоплению мощных толщ орогенных формаций и возникновению краевых прогибов в пределах обширных областей перикратонных опусканий.

В Тихоокеанском перикратонном ГПН были выделены два типа мегабассейнов: восточный, представленный осадочной депрессией Мексиканского залива, и западный, включающий аналогичные депрессии, приуроченные к Восточно-Китайскому, Арафурскому и Тиморскому, а также другим окраинным морям, в том числе и к восточной части Берингова моря, тяготеющей к шельфу и Алеутской котловине.

В осадочно-вулканогенной толще Мексиканского мегабассейна намечаются три нефтегазоносных этажа: дотриасовый; триас (?) - юрский соленосный, надсолевой, охватывающий отложения от позднего мезозоя. Подсолевой этаж, по крайней мере в самых верхних горизонтах, представлен континенталь-

ными образованиями каменноугольного возраста, что весьма напоминает обстановку в Северном море. Некоторые крупные месторождения на шельфе (Аренке и др.) связаны с рифовыми массивами, являющимися резервуарами для промышленных скоплений углеводородов в ряде перикратонных мегабассейнов Средиземноморских ГПН.

В западной группе нефтегазонакопление контролируется, по-видимому, одним — двумя нефтегазоносными этажами, поскольку осадочно-вулканогенная толща представлена преимущественно терригенной молассой позднемелового — кайнозойского возраста. Карбонатные образования, изредка рифогенные, имеют сугубо подчиненное значение и относительно ограничено распространены. Исключение представляет только Беринговоморский, Арафурский и Восточно-Китайский мегабассейны. В первом в состав осадочной толщи на шельфе входят, по-видимому, карбонатно-терригенные слои средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста, в двух других — фанерозоя в целом. Условия залегания осадочно-вулканогенной толщи на шельфе различных бассейнов и ее мощности также весьма изменчивы. В одних она слагает пологие структуры платформенного типа, в других — выполняет узкие желоба, разделенные поднятием фундамента. На отдельных участках Берингова, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей в осадочно-вулканогенном чехле обнаружены диапировые тела, однако, природа их пока остается неясной.

Периокеанические мегабассейны ГПН в своем формировании неразрывно связаны с геологической историей Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Многие в этом вопросе еще неясно, однако не вызывает сомнений, что существенная роль в строении шельфовых зон молодых океанов принадлежит реликтам рифтовых впадин, возникших при распаде Лавразии и Гондваны на начальной стадии разрастания океанической коры.

Нефтегазонакопление в периокеанических мегабассейнах контролируется, по-видимому, тремя нефтегазоносными этажами: 1) доюрским, перспективным для поисков преимущественно газовых залежей и только в зоне шельфа; 2) мезозойским, перспективным для поисковых работ на всей площади подводного продолжения периокеанических мегабассейнов, включая глубоководные котловины; 3) кайнозойским, перспективы которого в каждом отдельном случае подлежат особому выяснению, но, по-видимому, являются наиболее высокими на континентальном склоне и его подножие. В глубоководных котловинах кайнозойский этаж скорее всего бесперспективен для поисковых работ, поскольку здесь его слагают неуплотненные или слабо уплотненные породы, в которых отсутствуют покрышки, необходимые для консервации залежей.

Арктическому и Антарктическому ГПН переходного типа

присущи все особенности нефтегазонакопления, имеющие место в перикратонных и периокеанических ГПН. Однако тектоническая позиция и история развития мегабассейнов переходного типа таковы, что эти особенности будут проявляться в каждом из них в индивидуальных сочетаниях. Для Антарктического ГПН ледовый покров на шельфе будет играть, по-видимому, роль своеобразной непроницаемой покрывки над относительно маломощной осадочной толщей.

Морские месторождения нефти и газа в периокеанических ГПН известны на западном шельфе Австралии, юго-восточном и западном шельфе Африки, шельфах Аргентины, Бразилии и Канады (о. Сейбл). В Арктическом ГПН доказана региональная нефтегазоносность палеозойских и мезозойских отложений и ее уникальные масштабы.

Анализ тектонических и историко-геологических предпосылок нефтегазоносности, а также общих закономерностей нефтегазонакопления в системе Мирового океана дает основание для некоторых выводов теоретического и практического плана.

1. В глобальном аспекте размещение морских месторождений углеводородов контролируется главными поясами нефтегазообразования и нефтегазонакопления (ГПН) четырех типов: эпигеосинклинального, внутрискладчатого, перикратонного и периокеанического. Выделение указанных типов ГПН оказывается правомерным как с позиций классической тектоники, так и неомобилизма, поскольку находится в соответствии с общим ходом эволюции земной коры.

Естественно, что эти представления всего лишь первый шаг на пути к созданию нефтегазового районирования Мирового океана. В дальнейшем предстоит выяснить положение морских границ бассейнов, а также выделить в их пределах нефтегазоносные области, районы и т. д.

2. Наиболее существенные отличия в обстановке нефтегазонакопления, имеющей место в ГПН различных типов, заключаются в наборе, формационном составе и стратиграфическом объеме нефтегазоносных этажей. Одновременно между различными поясами одного типа, например, Северо- и Южно-Средиземноморскими и Тихоокеанским перикратонными, а также отдельными бассейнами, входящими в состав ГПН, в обстановке нефтегазонакопления намечаются черты сходства и различия, имеющие более частное значение.

3. По совокупности показателей для поисков крупных скоплений углеводородов наиболее перспективны перикратонные мегабассейны.

4. Обратные соотношения между рельефом морского дна и залеганием «ложа» осадочной толщи, подмеченные в ряде перикратонных и внутрискладчатых мегабассейнов (Берингоморском, Татарско-Япономорском и др.), наряду с изложенными выше особенностями тектонического строения и истории

развития свидетельствуют о возможностях миграции углеводородов в сторону глубоководных котловин и перспективности многих из них для поисков скоплений нефти и газа.

Глава 4.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ТИХООКЕАНСКОМ СЕГМЕНТЕ ЗЕМЛИ

В пределах Тихоокеанского сегмента Земли распространены эпигеосинклинальный, внутрискладчатый и перикратонный

Крупные морские месторождения нефти

Месторождение	Год открытия	Тектоническая принадлежность	Тип ловушки	Характеристика продуктивного горизонта	
				Возраст	Глубина залегания, м
Индосинийско-					
Серия (нефть)	1928	Северо-Калимантанская впадина	Пластовые, тектонически экранированные	Плиоцен — миоцен	150—3483
Саут-Вест-Ампа (нефть)	1963	Северо-Калимантанская впадина, Тасманов бассейн	Пластово-сводовые	Плиоцен — верхний миоцен	2154—2910
Мауи (газ, конденсат)	1969	Впадина Таранаки	Пластово-сводовые, литологические	Эоцен	2740—3500
Марлин (нефть) (газ, конденсат)	1966	Впадина Гипсленд	Пластово-сводовые	Эоцен — палеоцен	1554—2257
Кингфиш (нефть)	1967	То же	То же	Эоцен	2320—2560
Снеппер (газ)	1968	»	»	»	3096—3108
Халибут (нефть)	1967	»	»	»	2600—2348
Калифорнийский					
Уилмингтон (нефть)	1932	Впадина Лос-Анжелес	Пластово-сводовые, литологические	Нижний плиоцен Верхний миоцен Юра	671—2370
Хантингтон-Бич (нефть)	1920	То же	То же	Плиоцен — верхний миоцен	830—1660
Санта-Инез (нефть)	1969	Впадина Вентура—Санта-Барбара	Пластово-сводовые	Средний миоцен Олигоцен Верхний эоцен	1770—3050 2516—3050 3050—3660
Бассейн залива					
Макартур-Ривер (нефть)	1965	Впадина залива Кука	Пластово-сводовые, сводовые	Верхний олигоцен То же	3200—3405 2811—2931
Кеная (газ)	1959	То же	Пластово-сводовые	Нижний миоцен То же	2440—2626 1067—1740 2700—3000

главные пояса нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Принципиальные черты строения этих поясов были рассмотрены в гл. 2 и 3. В ряде осадочных бассейнов, входящих в состав этих поясов, — Калифорнийском, залива Кука, Татарско-Япономорском и Индосинийско-Яванском (Сиамский залив, шельфы о. Калимантан и другие районы) — выявлены группы морских месторождений нефти и газа, что позволяет наметить некоторые закономерности их размещения и формирования. Среди этих месторождений 12 крупных, характеризующихся рядом существенно неоднозначных показателей:

Таблица 3

и газа в Тихоокеанском сегменте Земли

Порода-коллектор	Начальный дебит нефти (т/сут) и газа (тыс. м ³ /сут)	Добыча нефти (млн. т) и газа (млрд. м ³)		Запасы нефти (млн. т) и газа (млрд. м ³)	
		Годовая за 1973 г.	Суммарная с начала эксплуатации на 1/1 1974 г.	Текущие на 1/1 1974 г.	Начальные
Яванский бассейн					
Песчаник	Нет свед.	2,25	108,14	29,3	137,5
»	Нет свед.	6,08	30,11	285,0	316,0
»	1300—202,5	Не разрабатывается		112—168	112—168
»	104,3—132,8	0,17	0,74	67,0	67,0
»	205,0	8,78	19,44	92,0	92,0
»	Нет свед.	Не разрабатывается		116,9	136,3
»	443,0	7,43	27,95	90,0	90,0
				85,0	85,0
				59,1	87,0
бассейн					
Песчаник	20,5	9,05	209,12	103,0	312,0
»	184,5				
Трещиноватый брекчированный кристаллический сланец	187,9				
Песчаник	Нет свед.	2,92	119,35	17,42	136,0
Песчаник, трещиноватая кремнистая порода	810	Не разрабатываются		405,0	405,0
	1012,5				
	108				
ва Кука					
Песчаник	250	5,27	28,9	23,8	52,66
Конгломерат	432				
Песчаник	190				
»	400	2,24	8,6	142,6	152,0
Конгломерат	1030				

тектонической позицией, стратиграфической приуроченностью продуктивных пластов и пачек, коллекторскими свойствами и др. (табл. 3).

Калифорнийский шельф

К калифорнийскому шельфу приурочен одноименный осадочный бассейн, в пределах которого к 1973 г. обнаружено свыше 30 морских и с морским продолжением месторождений нефти и газа (рис. 5). Суммарные разведанные запасы месторождений 1077,3 млн. т. В эксплуатации в 1973 г. находилось 13 нефтяных месторождений, из которых добыто 15,7 млн. т нефти. Суммарная добыча с начала эксплуатации на 1/I 1974 г. превысила 363,8 млн. т, причем основная ее часть была получена из двух крупных месторождений Уилмингтон и Хантингтон-Бич с начальными запасами соответственно 411 и 137 млн. т (Curren, Kempton, Heron, 1971; Harding, 1974; и др.).

В тектоническом отношении этот бассейн представляет собой весьма сложное образование. Он объединяет ряд межгорных впадин, возникших на орогенном этапе развития позднеальпийской складчатой системы Береговых и Поперечных хребтов Северной Америки. Впадины ориентированы как по простиранию горных сооружений, так и дискордантно. Друг от друга впадины отделены относительно приподнятыми зонами, где мощность осадочной толщи сокращается до 1—2 км и менее.

Наиболее крупные из этих впадин — Лос-Анжелес, Вентура — Санта-Барбара, Салинас, Санта-Мария и Ил — могут рассматриваться в качестве нефтегазоносных областей, входящих в состав Калифорнийского бассейна. Морские месторождения в Калифорнийском бассейне выявлены пока только во впадинах Лос-Анжелес и Вентура — Санта-Барбара.

Впадина Лос-Анжелес располагается между Береговой Кордильерой на востоке и поднятием о. Санта-Каталина на западе. Впадина ориентирована по простиранию кайнозойских горных сооружений. Площадь ее в пределах суши более 9,4 тыс. км², а морского продолжения — около 25 тыс. км².

Строение впадины Лос-Анжелес осложняет ряд антиклинальных зон, сформировавшихся над разломами в фундаменте. Самая западная из них располагается преимущественно в пределах шельфа. Амплитуда ее юго-западного крыла 2 км, северо-восточного — 6 км. К востоку от указанной антиклинальной зоны находится область наибольшего прогибания, где фундамент погружен на глубину 7,5 км. С линейными поднятиями, располагающимися на бортах указанной области, и связаны четыре зоны нефтегазонакопления, выявленные во впадине Лос-Анжелес. К двум западным — Ньюпорт — Инглвуд и Тор-

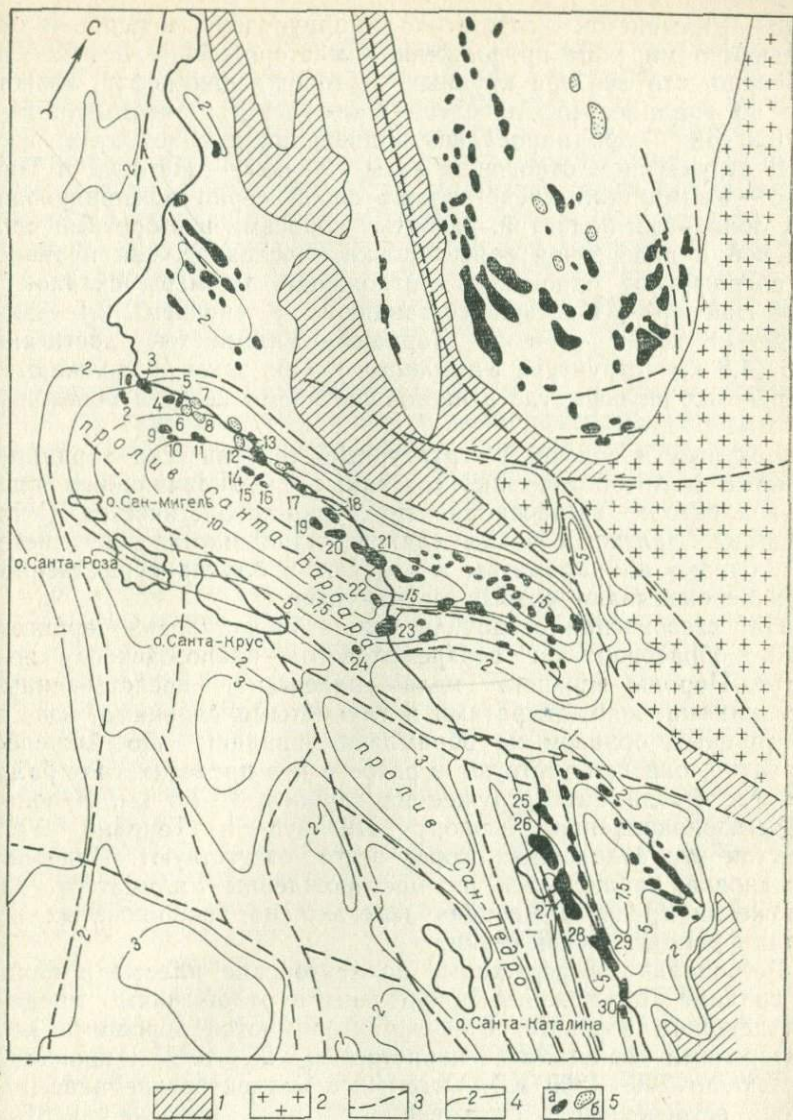


Рис. 5. Схема размещения месторождений нефти и газа в Калифорнийском бассейне. Составила Ю. Г. Зорина, 1974 г. по материалам Ф. С. Паркера (1971 г.) и Дж. Каррена (1971 г.).

1 — выходы на поверхность францисканской серии; 2 — гранитные интрузии; 3 — разломы; 4 — изопакеты осадочной толщи (в км); 5 — месторождения нефтяные (а) и газовые (б). Морские и с морским продолжением месторождения нефти и газа: 1 — Пойнт-Концепши, 2 — Хамбл, 3 — Концепши, 4 — Куарта, 5 — Алергия, 6 — Калиенте, 7 — Гавиота, 8 — Моллино, 9 — Сакате, 10 — Пескадо, 11 — Хондо, 12 — Напплз, 13 — Илвуд, 14 — Саут-Илвуд, 15 — Деверекс, 16 — Коал-Ойл-Пойнт, 17 — Меса, 18 — Саммерленд, 19 — Дос-Куадрес, 20 — Карпентария, 21 — Ринкон, 22 — Пойнт-Хьюмен, 23 — Вест-Монталво, 24 — без названия, 25 — Эль-Секундо, 26 — Торранс, 27 — Уилмингтон, 28 — Бельмонт, 29 — Хаттингтон-Бич, 30 — Вест-Ньюпорт

ранс — Уилмингтон — собственно и приурочены морские и обладающие морским продолжением месторождения нефти. Характерно, что все три крупных месторождения нефти, известные во впадине Лос-Анжелес — Уилмингтон, Хантингтон-Бич и Лонг-Бич — сформировались в пределах именно этих зон.

В структурном отношении зоны Ньюпорт — Инглвуд и Торранс — Уилмингтон представляют собой серии эшелонированных локальных поднятий, разбитых сбросами и взбросами продольной и поперечной ориентировки. Последние, как правило, не затрагивают плиоценовых отложений. Размеры складок в зоне Ньюпорт — Инглвуд составляют в среднем $2,4-8,0 \times 0,5-1,8$ км, а в зоне Торранс — Уилмингтон достигают $17,6 \times 4,8$ км (структура Уилмингтон). Обе зоны продолжаются в пределах шельфа, где в настоящее время ведутся поисковые работы.

Ловушки в основном структурные, тектонически экранированные и литологические, связанные с выклиниванием пласта-коллектора; встречаются структурно-литологические (Уилмингтон). Залежи связаны единой гидродинамической системой, однако на параметры в отдельных блоках существенное влияние оказывают разрывные нарушения.

Нефтегазоносная осадочная толща представлена терригенными образованиями верхнемелового — кайнозойского возраста. Породы верхнего мела — палеогена, представленные песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, известны главным образом на обрамлении впадины Лос-Анжелес. Вероятно, они присутствуют в разрезе и в пределах трех районов, где фундамент погружен на глубину 3—7,5 км. В зонах нефтегазоаккумуляции Ньюпорт — Инглвуд и Торранс — Уилмингтон эти отложения, скорее всего, отсутствуют. Подобная обстановка наблюдается на месторождении Уилмингтон, где отложения среднего миоцена залегают на трещиноватых породах францисканской серии.

Регионально выдержанные коллекторские пласты и пачки во впадине Лос-Анжелес приурочены к отложениям миоцен-плиоценового возраста. Они характеризуются хорошими коллекторскими свойствами — пористостью 25—40% и проницаемостью до 700—1500 мД. Отдельные коллекторские пласты и пачки, встреченные в отложениях среднего миоцена — верхнего мела, обладают низкими коллекторскими свойствами. Суммарная мощность нефтегазоносных горизонтов в верхнем миоцене и в нижнем плиоцене 75—360 м, а глубина залегания этих горизонтов изменяется от 600 до 2900 м.

Условия формирования крупных месторождений во впадине Лос-Анжелес могут быть рассмотрены на примере месторождения Уилмингтон. Это месторождение приурочено к асимметричной антиклинальной складке размерами $17,6 \times 4,8$ км. Породы фундамента, представленные францисканской серией,

вскрыты на глубине 1830 м и перекрыты непосредственно отложениями верхнемиоценового — плейстоценового возраста. Углы падения на северном крыле складки до 20°, на южном около 60°. Складка рассечена поперечными сбросами северо-западного и меридионального простирания на семь блоков. Углы падения сбросов 45—65°, а амплитуда смещения от 33 до 120 м. На месторождении выявлены восемь нефтеносных горизонтов, приуроченных к ловушкам литологического типа в породах верхнего миоцена — плиоцена. Определенный интерес, скорее всего теоретического плана, представляет собой вскрытие залежи нефти в трещиноватых породах францисканской серии.

Месторождение Уилмингтон разбито разрывными нарушениями на отдельные относительно изолированные залежи. Основные параметры залежей (плотность нефти, пластовые давления и др.) в одних и тех же продуктивных зонах изменяются от одного блока к другому. Строение крупных месторождений Хантингтон-Бич и Лонг-Бич в общем аналогично строению месторождения Уилмингтон.

При общей площади складки Уилмингтон 84,5 км² площадь залежи составляет 54 км², а плотность разведанных запасов 7—8 млн. т/км². Общая площадь морского продолжения впадины Лос-Анжелес 47,9 тыс. км². По подсчетам Ф. С. Паркера (1971 г.), прогнозные геологические запасы морской частицы впадины Лос-Анжелес превышают 10 млрд. т, следовательно, плотность запасов может достигать 200 тыс. т/км².

Впадина Вентура — Санта-Барбара большей частью приурочена к району одноименного пролива и ориентирована вкрест основного простирания Кордильеры Береговых хребтов. Площадь ее морской части 10,9 тыс. км².

С линейными зонами субширотного простирания, развитыми как на бортах, так и в наиболее погруженной осевой части впадины, связано свыше 60 месторождений нефти и газа, более 20 из которых являются морскими или имеют морское продолжение. Наиболее протяженными зонами нефтегазонакопления являются Илвуд — Пойнт-Концепши и Вентура — Дос-Куадрес (см. рис. 5). В состав последней, приуроченной к центральной части впадины, входит наиболее крупное месторождение нефти Вентура-Авеню, располагающееся на суше. Начальные разведанные запасы этого месторождения превышают 70 млн. т. Зоны нефтегазонакопления представляют собой серию антиклинальных складок субширотного простирания с углами падения на крыльях 25—75°, сочлененных эшелонированно и разбитых разрывными нарушениями.

Ловушки пластово-сводовые, тектонически экранированные и значительно реже комбинированные — структурно-литологические, связанные с замещением пластов-коллекторов непроницаемыми породами.

Нефтегазоносная осадочная толща верхнемелового — кайнозойского возраста, представленная преимущественно орогенными образованиями, залегает на эвгеосинклинальном комплексе францисканской серии, так же как это имеет место и во впадине Лос-Анжелес. Эта толща содержит прослои и линзы известняков в нижнем эоцене и нижнем миоцене, а также вулканиты в верхах нижнего миоцена; мощность ее 15—20 км.

Региональные коллекторские пласты и пачки эоцен-верхнеплиоценового возраста характеризуются пористостью от менее 15 до 40% при проницаемости от первых десятков до 1000 мД. Суммарная мощность нефтегазоносных горизонтов варьирует от 22 до 480 м, глубина их залегания изменяется от 730 до 4850 м. Сохранность скоплений углеводородов обеспечивается непроницаемыми покрывками — пачками аргиллитов, глинистых сланцев и глин.

В ряде месторождений впадины Вентура — Санта-Барбара отмечены аномально высокие давления в пластах-коллекторах, что является следствием тектонической активности района — повторением и продолжением тектонических подвижек. Аномально высокие давления флюидов установлены в системах обратных сбросов. Так, например, месторождение Вентура-Авню приурочено к антиклинальной складке, сформировавшейся в трогe, ограниченном сбросами и выполненном пятикилометровой толщей плиоценовых осадков. Встречным давлением мощные плиоценовые осадки были выжаты и образовали складку, выполаживающуюся с глубиной. Аномально высокие давления являются здесь результатом того, что инверсионные подвижки по сбросам служат барьером для латерального движения флюидов.

Начальные разведанные запасы во впадине Вентура — Санта-Барбара составляют 498,5 млн. т, из которых 405 млн. т приходится на небольшой участок Санта-Инез площадью всего лишь в 600 км² (месторождения Пескадо, Хондо, Сакате). Плотность разведанных запасов около 50 тыс. т/км², в районе Санта-Инез достигает 670 тыс. т/км². Прогнозные геологические запасы оцениваются в 1 млрд. т, что отвечает плотности в 100 тыс. т/км². Приведенные данные дают основание для двух выводов:

- 1) крупные морские месторождения в Калифорнийском бассейне приурочены к приразломным антиклинальным зонам, расположенным либо на бортах, либо в осевых частях впадин, а формирование залежей во многом контролируется литологическим фактором;

- 2) среднее значение плотности прогнозных геологических запасов для всей площади шельфовой зоны Калифорнийского бассейна составляет около 32 тыс. т/км². Для отдельных, более изученных районов, эти значения возрастают до 100—

200 тыс. т/км². В районах крупных месторождений плотность разведанных запасов достигает уникальных значений в 670 тыс. т/км² и даже 7—8 млн. т/км².

Залив Кука

В нефтегазоносном бассейне зал. Кука к 1974 г. было открыто 19 месторождений нефти и газа, из них 12 морских и с морским продолжением (рис. 6). Суммарные разведанные за-

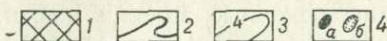
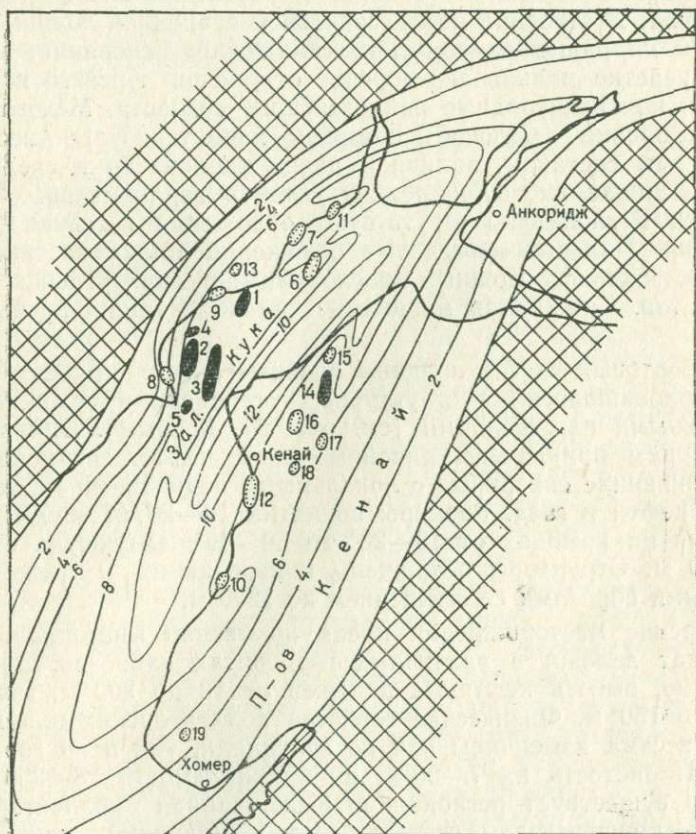


Рис. 6. Схема размещения месторождений нефти и газа в заливе Кука (Аляска). Составил А. Н. Вирта (1974 г.) по материалам Д. П. Бласко (1972 г.).

1 — выходы пород основания; 2 — разломы; 3 — изопахиты осадочной толщи (в км); 4 — месторождения нефтяные и нефтегазовые (а); газовые и газоконденсатные (б): 1 — Грэнит-Пойнт, 2 — Макатур-Ривер, 3 — Миддл Граунд Шоул, 4 — Трейдинг-Бей, 5 — Редаут Шоул, 6 — Норд Кук Инлет, 7 — Белуга-Ривер, 8 — Вест-Форленд, 9 — Николай-Крик, 10 — Фоллс-Крик, 11 — Иван-Ривер, 12 — Кенай, 13 — Мокуваки, 14 — Свансон-Ривер, 15 — Берч-Хилл, 16 — Бивер-Крик, 17 — Вест-Форк, 18 — Стерлинг, 19 — Норд-Форк

пасы составляют 137 млн. т нефти и более 470 млрд. м³ газа. В эксплуатации находится пять нефтяных (из них четыре в море), одно газовое и одно газоконденсатное месторождение. Добыча нефти в 1974 г. составила 9,75 млн. т (из них 8,4 млн. т из морских месторождений), газа — около 4 млрд. м³. Суммарная добыча нефти на морских месторождениях к 1974 г. достигла 54 млн. т (Wolf, Horkins, Leopold, 1966; Calderwood, Fackler, 1972; Blasko, 1972; Kirschner, Luon, 1973; и др.).

В тектоническом отношении бассейн зал. Кука приурочен к межгорной впадине в системе мезозойских складчатых сооружений. В строении нефтегазоносной осадочной толщи, залегающей на раннекеммерийском складчатом основании, принимают участие мелководно-морские отложения юрского и мелового, и континентальные кайнозойского возраста. Мезозойский (среднеюрский — меловой) комплекс характеризуется песчано-глинистым составом, наличием пачек карбонатов в среднеюрских и нижнемеловых и редких углей в верхнемеловых отложениях. Регионально отсутствуют отложения готерива — апта и дания. Палеоген-неогеновые отложения также песчано-глинистые, содержат мощные прослои лимнических углей и конгломератов. Суммарная мощность осадочной толщи превышает 12 км.

В бортовых частях впадины развиты антиклинальные зоны, сформировавшиеся на структурных террасах и осложненные разрывными нарушениями (см. рис. 6). К этим антиклинальным зонам приурочены линейные зоны нефтегазонакопления, объединяющие связанные с локальными поднятиями месторождения нефти и газа. Размеры поднятий 16—20×4—8 км, углы падения на крыльях от 15—20° до 30—40°, амплитуда от 300 до 700 м. Структуры осложнены поперечными и реже продольными сбросами со смещением до 1200 м.

Морские месторождения преимущественно многопластовые, содержат залежи в различных горизонтах кайнозоя. Залежи сводовые, высота нефтяных залежей от 12 до 200 м, газовых от 2 до 150 м. Физические свойства коллекторских пластов и пачек весьма изменчивы как по вертикали, так и по горизонтали. Пористость их 7—30%, а проницаемость 8—250 мД. Однако существует регионально выдержанная коллекторская толща — конгломераты свиты Хемлок (верхний олигоцен), к которой приурочены основные залежи нефти. Пористость и проницаемость конгломератов Хемлок соответственно 7—16% и 10—100 мД.

Непромышленные притоки и нефтегазопроявления получены из отложений юрского и мелового возраста. Плотность геологических запасов в бассейне, составляющая в среднем около 6 тыс. т/км², увеличивается в районе установленной нефтегазоносности до 20—30 тыс. т/км².

Таким образом, закономерности формирования и размещения месторождений в бассейне залива Кука определяются:

1) промышленной нефтегазоносностью отложений континентального генезиса;

2) спецификой вертикальной зональности с приуроченностью к низам продуктивной толщи на глубине 2200—4000 м преимущественно нефтяных и газоконденсатных залежей, а к верхней части разреза на глубинах от 500 до 3000 м — газовых;

3) связью наиболее крупных скоплений с регионально выдержанными коллекторскими пластами в свите Хемлок;

4) зоны нефтегазонакопления контролируются структурным фактором и располагаются в бортовых частях седиментационной впадины.

Западный шельф Японии

В пределах Татарско-Япономорского мегабассейна, на западном шельфе о. Хонсю, находится хотя и небольшой по добыче и запасам, но обладающий важными специфическими чертами нефтегазонакопления район морской нефтегазодобычи. К 1974 г. здесь было открыто девять морских и с морским продолжением месторождений, среди которых одно нефтяное, четыре нефтегазовых, четыре газовых и газоконденсатных. Суммарные разведанные запасы нефти невелики и, по опубликованным данным, составляют чуть более 6 млн. т нефти и около 3 млрд. м³ газа. В 70-х годах в объеме добычи произошли заметные изменения. Если к 1970 г. вся суммарная добыча Японии составляла 170 тыс. т, то в 1974 г. только лишь на одном морском месторождении Кубики было добыто 54 тыс. т нефти (рис. 7).

Татарско-Япономорский мегабассейн приурочен к обширной, гетерогенной по строению осадочной депрессии, охватывающей почти всю площадь Японского моря. В структуре чехла выделяется ряд прогибов и впадин (Япономорская, Уэцу, Исикари-Чеховский, Вакаса и др.) и разделяющих их поднятий. Зоны максимальных мощностей осадочной толщи тяготеют к северному (более 10—14 км в Исикари-Чеховском прогибе) и восточному (более 5 км в прогибе Уэцу) районам шельфа. Стратиграфический диапазон потенциально нефтегазоносной толщи — от верхнего мела до плиоцена включительно. Однако отложения верхнемелового и палеогенового возраста распространены весьма ограниченно. Продуктивные горизонты в верхнем миоцене и плиоцене представлены терригенными породами, а также вулканогенными и пирокластическими образованиями (Зорина, Левин, 1974; Набетани, Хуциока, 1973; Kawai, 1973; Kujiгаока, 1967; Магага, 1968).

Месторождения нефти и газа связаны с приразломными антиклинальными зонами, сформировавшимися на складчатом

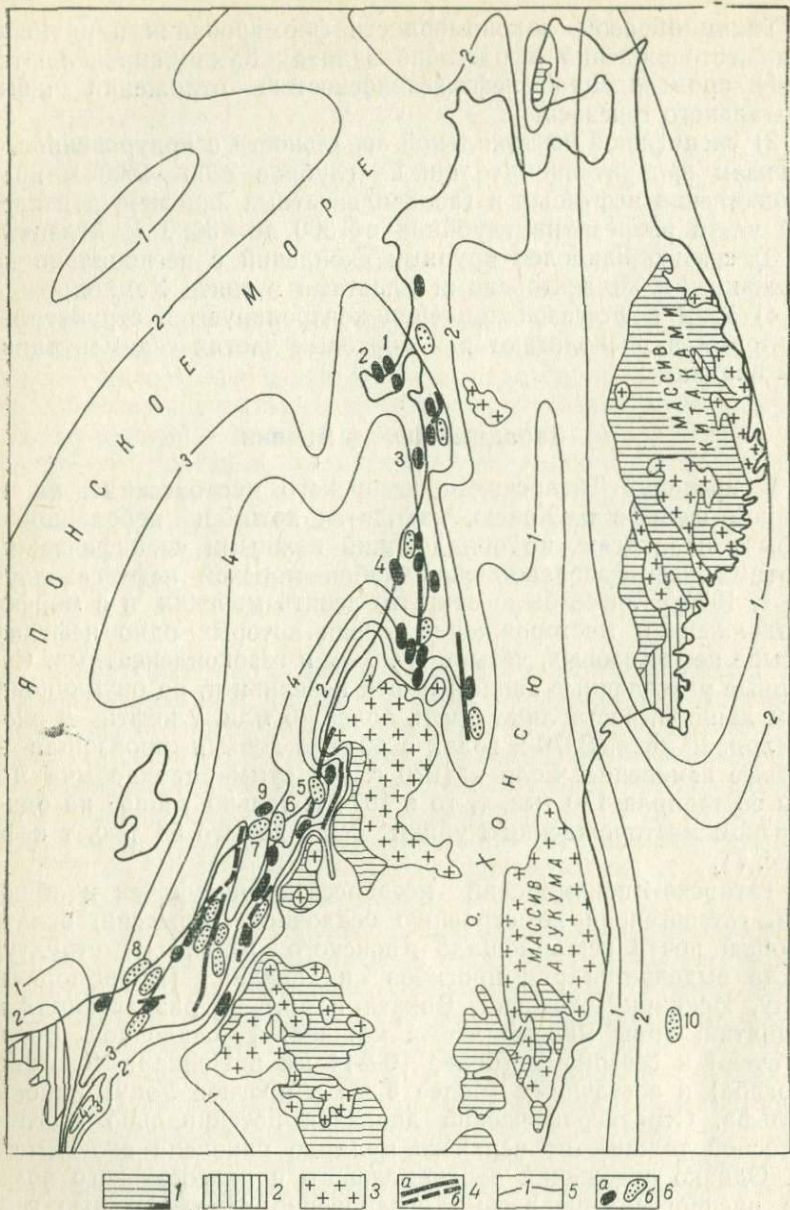


Рис. 7. Схема размещения месторождений нефти и газа на северо-западном шельфе о. Хонсю.

1 — выходы на поверхность палеозойского складчатого основания; 2 — выходы на поверхность мезозойского складчатого основания; 3 — гранитные интрузии; 4 — разломы установленные (а), предполагаемые (б); 5 — изопакиты осадочной толщи (в км); 6 — месторождения нефтяные (а), нефтегазовые и газовые (б).

Морские и с морским продолжением месторождения нефти и газа: 1 — Сарукава, 2 — Хасимото, 3 — Тсушизакиоки, 4 — Фукура, 5 — Накайо, 6 — Хигаши-Нингата, 7 — Нингата, 8 — Кубики, 9 — Ага-Оки, 10 — Иваки (Восточно-Японский бассейн)

борту прогиба Уэцу или в осевой части его юго-восточного центриклинального замыкания. На продолжении этих зон в пределах шельфа и располагаются морские месторождения, причем наиболее крупное в этом районе — Кубики находится в области наибольшего прогибания. Наиболее вероятно, судя по степени разведанности, что самые значительные открытия в прогибе Уэцу еще не сделаны.

Локальные поднятия в осевой части прогиба имеют преимущественно куполовидную форму (от $5 \times 2,5$ до 6×4 км) или представляют собой структурные носы. На борту прогиба Уэцу они представлены антиклинальными складками (от 3×1 до 5×2 км), сочлененными между собой кулисообразно. Складки часто рассечены нарушениями различной ориентировки, что в отдельных случаях приводит к блоковой структуре. Так, например, Кубики состоит из четырех блоков.

Месторождения многопластовые (Сарукава — 12 пластов, Кубики — 14 продуктивных пластов) и содержат залежи структурного типа — пластово-сводовые, тектонически экранированные (Сарукава, Тсушизакиоки, Кубики, и др.), реже встречаются литологические (Секихара).

Целый ряд крупных пологих структур выявлен в морском продолжении прогиба Уэцу, где степень их раскрытости уменьшается, способствуя лучшей сохранности залежей. В аналогичных структурах в южной части шельфа Хонсю между о-вами Оки и Цусима были получены интенсивные газопроявления в поисковых скважинах.

Коллекторами являются породы континентального, прибрежно-морского и мелководного генезиса. Состав коллекторов весьма разнообразен: терригенные — пески, песчаники и аргиллиты; вулканогенные и пирокластические — лавы (в пределах суши), туфы, агломераты, туфогенные песчаники (иногда переслаивающиеся с липаритами, базальтами и андезитами); в месторождении Фукура (о. Хонсю) скопления нефти приурочены к пачке доломитов.

Высокой межзерновой пористостью (свыше 20%) обладают верхнемиоценовые песчаники, туфы и дацитовые агломераты. Проницаемость песчаников иногда превышает 500 мД. Трещинная пористость в вулканогенных образованиях (трещиноватые лавы) и отдельных аргиллитовых слоях составляет 14,6—39,0%. По мнению японских геологов, вулканогенные коллекторы верхнего миоцена более продуктивны, чем песчаные (Kujiraka, 1967).

Мощность продуктивных горизонтов невелика и изменяется от нескольких метров до первых десятков метров: Кубики (горизонт 1e) 3—10 м, Накайю 5—28 м, Секихара 2—11 м, Минами-Ага 3—42 м. Сохранность скоплений углеводородов обеспечивается слабопроницаемыми пластами аргиллитов и алевролитов.

В ряде месторождений, содержащих скопления нефти и газа в вулканогенных коллекторах, установлены аномально высокие давления (табл. 4).

Таблица 4

Аномально высокие давления в месторождениях Японии

Месторождение	Скважина	Коллектор	Глубина, м	Давление на забое скважины, кгс/см ²
Фуикава	SK-1в	Агломерат	2310	355,7
Кумоиде	SK-5	»	1745	243,0
Митцуке	4	Лава	1746	255,5
Курсака	SK-1	»	1816	245,8

Аномальные давления на этих месторождениях увеличиваются с глубиной, а их возникновение является следствием процесса диагенеза осадочных и вулканогенных пород (Набетани, Хуциока, 1973; Magara, 1968).

По подсчетам японских геологов прогнозные геологические запасы на западном шельфе Японских островов составляют 5—6 млрд. т условного топлива, что отвечает средней плотности в 5 тыс. т/км². Не исключено, что в наиболее перспективных участках плотность запасов может возрасти до 50 тыс. т/км².

Закономерности формирования залежей определяются главным образом двумя специфическими обстоятельствами:

1) увеличением размеров ловушек и запасов в направлении от складчатого борта прогиба Уэцу к его осевой части;

2) наличием аномально высоких пластовых давлений в вулканогенных и пирокластических коллекторских горизонтах.

Размещение месторождений контролируется структурным фактором — приуроченностью зон нефтегазоаккумуляции к приразломным протяженным антиклинальным складкам, осложненным локальными поднятиями.

Шельф Индосинийско-Яванского региона

Индосинийско-Яванский регион, представляющий собой в тектоническом отношении область сочленения Западно-Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов Земли, по сложности строения вполне может претендовать на первое место в мире. В его пределах размещается ряд депрессий в современном рельефе Земли, занятых Южно-Китайским, Яванским, Сулу, Сулавеси и другими морями. К каждой из этих депрессий приурочен относительно замкнутый осадочный бассейн или точнее суббассейн, а все эти суббассейны, вместе взятые, с позиций нефтегеологического районирования могут быть

объединены в единый Индосинийско-Яванский мегабассейн (рис. 8).

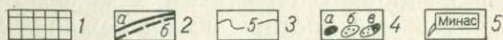
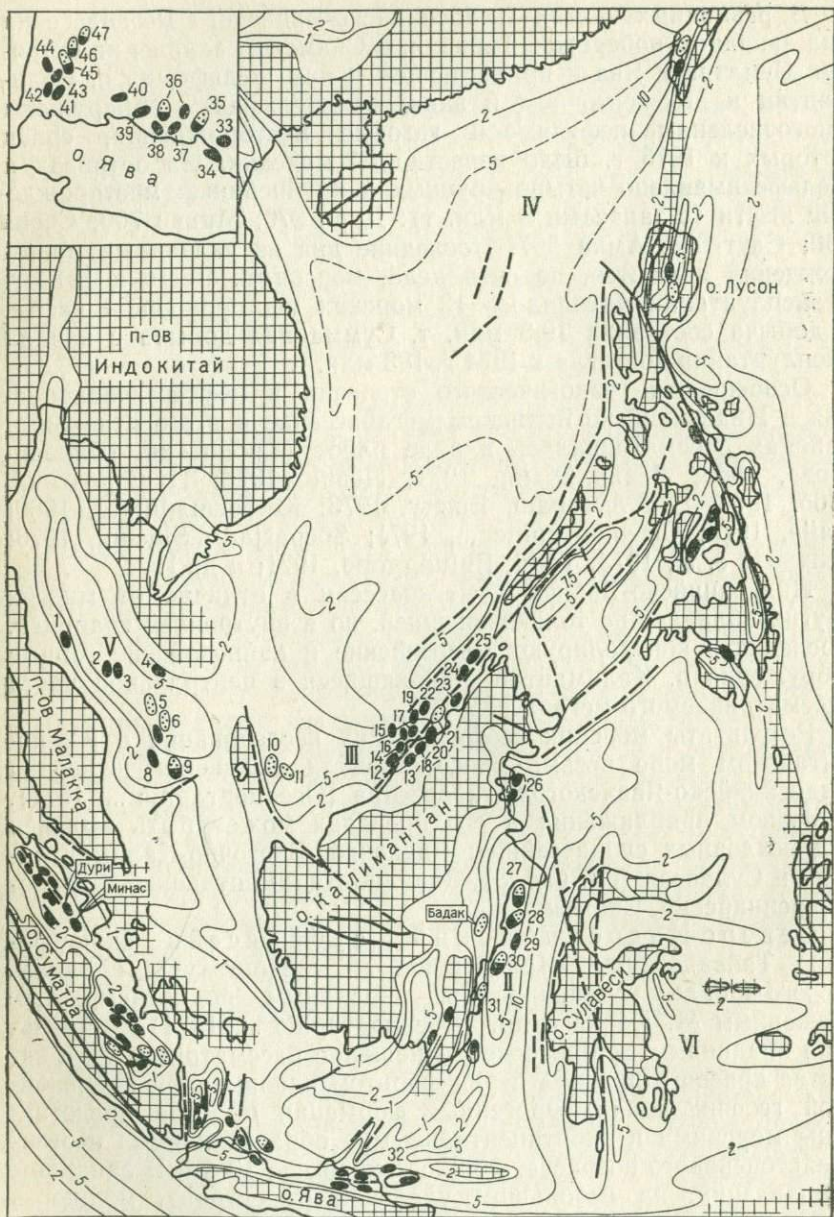
В различных частях Индосинийско-Яванского мегабассейна (на западном побережье Тайваня, в Сиамском заливе, на островах Суматра и Ява и прилегающем к ним шельфе, на о. Калимантан и его восточном и западном шельфах) обнаружены многочисленные нефтяные и газовые месторождения, среди которых к 1975 г. было известно 54 морских. На островах и шельфе выявлено четыре крупных и крупнейших месторождений нефти (с запасами в млн. т): Дури 270; Минас 700; Серия 250; Саут-Вест-Ампа 297. Последние два из указанных месторождений являются, по сути дела, морскими. Всего в 1973 г. в эксплуатации находилось 12 морских месторождений нефти, а добыча составила 19,3 млн. т. Суммарная добыча с начала эксплуатации достигла к 1974 г. 183 млн. т.

Особенности геологического строения и нефтегазонакопления в Индосинийско-Яванском мегабассейне и в его отдельных районах рассматривались в ряде работ (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Левин, Ханн, 1971; Левин, 1975; Пушаровский, 1965, 1972; Ben Avraham, Emery, 1973; Koesoemadinata, 1969; Haile, 1973; Oceanographic ..., 1971; Soeparjadi, Slocum, 1973; Schwarts e. a., 1973; Todd, Pulunggono, 1971; и др.).

Индосинийско-Яванский мегабассейн в отличие от многих других обладает не только внешней, но и внутренней границей. Последнюю контролируют мезозойские и кайнозойские горные сооружения о. Калимантан, находящиеся в центральной части рассматриваемого мегабассейна.

Результаты морских геофизических исследований в Южно-Китайском море весьма способствовали выяснению строения Индосинийско-Яванского мегабассейна (Oceanographic ..., 1971). В первом приближении в его пределах может быть выделен ряд осадочных суббассейнов: Яванский, Восточно-Калимантанский и Сулавеси (см. рис. 8), Западно-Калимантанский, Северо-Индосинийский, Сиамский.

Северо-Индосинийский суббассейн включающий Тайваньскую, Ханойскую и Меконгскую впадины, на юго-западе ограничивается окраинным поднятием, прослеженным М. Парке и др. (Oceanographic ..., 1971). Тайваньская впадина в тектоническом отношении рассматривается в качестве краевого прогиба перед фронтом одноименной кайнозойской геосинклинали. Орогенные формации прогиба представлены морскими и континентальными образованиями неоген-плейстоценового возраста, мощностью свыше 10 км. В западном направлении, на небольшом удалении от острова, мощность осадочной толщи сокращается до 1 км и менее. Зоны нефтегазонакопления связаны с протяженными лежащими поднадвиговыми складками, главным образом в отложениях позднего миоцена. Локальные структуры узкие, вытянутые, размерами



около 25×5 км, асимметричные с углами падения на крыльях до 60°; рассеяны продольными и поперечными разрывными нарушениями. Месторождения многопластовые, но малодебитные. Залежи пластово-сводовые, тектонически экранированные, приурочены к горизонтам как мелководно-морского, так и континентального генезиса. Мощность коллекторских пластов и пачек изменяется от 20 до 25 м, а залегают они на глубинах от 300 до 4400 м; пористость их 10—30%.

В море в 108 км юго-западнее о. Тайвань в 1974 г. была обнаружена газоконденсатная залежь, начальный дебит которой 700 тыс. м³/сут газа и около 34 т/сут конденсата.

На западной окраине Северо-Индосинийского суббассейна, в межгорных впадинах палеозойд, стратиграфический диапазон осадочной толщи расширяется за счет палеогеновых и поздне-мезозойских отложений. Одновременно фациальный ее состав претерпевает значительные изменения. В разрезе преобладают континентальные образования, содержащие многочисленные прослои базальтов, туфов и туфопесчаников. Суммарная мощность осадочно-вулканогенных пород около 1500 м (Ханойская и другие впадины), а потенциальная их перспективность невысока.

Западно-Калимантанский суббассейн по тектонической позиции, структуре и природе во многом аналогичен Предтайваньскому прогибу в Северо-Индосинийском суббассейне. От последнего он отделен упомянутым выше срединным поднятием, где мощность осадочной толщи сокращается до 2 км и менее.

Западно-Калимантанский суббассейн выполнен терригенной молассой позднего мела—кайнозоя. Карбонатные образования, изредка рифогенные, имеют сугубо подчиненное значение и относительно ограничено распространены. В направлении от Центрально-Калимантанского антиклинория к морю речные и дельтовые фации замещаются мелководно-морскими, что характерно для этой осадочной толщи. Именно к переходным типам пород, образующим литологические ловушки, приурочены здесь промышленные скопления углеводородов.

Рис. 8. Схема строения и нефтегазоносности Индосинийско-Яванского мегабассейна. Составили Л. Э. Левин и Ю. Г. Зорина (1974 г.).

1—внебассейновые пространства (орогены, щиты, хребты вулканогенные, глыбовые и др.); 2—разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 3—изопакиты осадочной толщи (в км); 4—месторождения нефтяные (а), газовые (б) и нефтегазовые (в); 5—крупные месторождения нефти и газа на островах Калимантан и Суматра. Суббассейны: I—Яванский, II—Восточно-Калимантанский, III—Западно-Калимантанский, IV—Северо-Индосинийский, V—Сиамский, VI—Сулавеси. Месторождения морские и с морским продолжением: 1—15В—IX, 2—Бинтанг, 3—Джарнет, 4—Пулан, 5—Тапис, 6—AL—IX, 7—Терубук, 8—Сотонг, 9—Уданг-Ист, 10—Паус, 11—Лемиданг, 12—Тукау, 13—Мирри, 14—Вест-Лутонг, 15—Барониа, 16—Барам, 17—Саут-Вест-Ампа, 18—Серия, 19—Фэрлей, 20—Джеридонг, 21—Кераман, 22—Чампюан, 23—Самаранг, 24—Вест-Эрб, 25—Тембунго, 26—месторождения мелких островов (Буньо, Таракан), 27—Сантан, 28—Аттака, 29—Бекапаи, 30—Сепинганг, 31—Махакам, 32—IS—20—I, 33—Psi—x—2, 34—Джетибаранг, 35—«F», 36—Арджуна, 37—Psi—U—2, 38—P—77—2, 39—Psi L—2, 40—«P», 41—Ист-Китти, 42—Китти, 43—Нора, 44—Синта, 45—Зелда, 46—Банувати, 47—Джанти

Область наибольшего прогибания в рассматриваемом суббассейне почти нацело находится в море. Ее ориентировка изменяется от субширотной на западе до северо-восточной на востоке, суммарная мощность осадочной толщи 8 км. Месторождения как суши, так и морского дна, в том числе Серия и Саут-Вест-Ампа, выявлены именно в пределах этой области. Зоны нефтегазонакопления контролируются протяженными приразломными поднятиями типа парантиклинория (см. рис. 8).

Локальные структуры в пределах шельфа (морского дна) представляют собой крупные брахиантиклинали северо-восточного простирания с углами падения на крыльях 5—10°, расчлененные сбросами, обычно параллельными длинной оси (Oceanographic ..., 1971). Сочленение брахиантиклиналей между собой кулисообразное.

Месторождения в основном многопластовые (Серия — 26 продуктивных пластов). Залежи структурного типа — пластово-сводовые, тектонические экранированные. Залежи вскрыты в горизонтах верхнемиоцен-плиоценового возраста, а коллекторами являются песчаные пласты континентального, дельтового и мелководно-морского генезиса. Глубина залегания залежей в плиоцене 90—2150 м, в миоцене 915—3670 м.

Сиамский суббассейн, располагающийся в одноименном заливе, в структурном отношении представляет собой обширную пологую впадину платформенного типа. Мощность слабоуплотненных осадков здесь 2 км. Однако суммарная мощность осадочной толщи может, по-видимому, достичь 8—12 км за счет присутствия в разрезе отложений не только кайнозойского, но и более древнего возраста (Oceanographic..., 1971).

Основная часть месторождений сосредоточена в области наибольшего прогибания, где развиты широкие антиклинальные складки. Месторождения многопластовые и содержат залежи структурного типа. Коллекторами служат песчаные пласты и пачки эоцен (?) -плиоценового возраста, глубина залегания которых варьирует от 1416 до 3600 м.

Яванский суббассейн образует несколько межгорных впадин, сформировавшихся в системе позднеальпийских горных сооружений Суматры и Явы. По отношению к этим сооружениям впадины обладают как продольной, так и дискордантной ориентировкой и соответственно сочленяются между собой, в отдельных случаях торцеобразно (см. рис. 8).

Осадочно-вулканогенная толща мощностью до 5 км, выполняющая эти впадины, залегает на мезозойском складчато-метаморфическом комплексе, прорванном позднемеловыми интрузиями. Стратиграфический объем этой толщи увеличивается с запада на восток, где в основании разреза появляются слои эоценового возраста. Нефтегазоносная толща, преимущественно терригенная по составу, содержит горизонты вулканитов, прослой известняков и доломитов, массивы биогермов.

В пределах рассматриваемого суббассейна известны две группы морских месторождений: западная, связанная с приразломной антиклинальной зоной субмеридионального простираения, и восточная, приуроченная к аналогичной зоне, но находящейся на северном борту Северо-Яванской впадины (см. рис. 8).

Повышенная тектоническая активность в районе Яванского суббассейна обусловила большую плотность и интенсивный рост консидиментационных складок. Напряженность локальных поднятий уменьшается в направлении от Южно-Яванской геантиклинали к морскому продолжению впадины, где они приобретают черты брахиантиклинальных и куполовидных складок. Почти все поднятия нарушены сбросами с амплитудой до 200 м (Todd, Pulungono, 1971).

Месторождения многопластовые (Зелда — 11 продуктивных пластов, Арджуна Е—9 и т. д.), содержат залежи структурные — пластово-сводовые, тектонически экранированные.

В обстановке нефтегазонакопления Яванского суббассейна много общего с Калифорнийским и Татарско-Япономорским бассейнами, в том числе: разнообразие состава пород-коллекторов, включающих гранулярные терригенные и пирокластические, трещиноватые карбонатные и метаморфические; региональная нефтегазоносность не только морских, но также дельтовых и континентальных фаций.

Гранулярные терригенные коллекторы — пески, массивные дельтовые песчаники и конгломераты — имеют мощность 40—85 м и характеризуются пористостью 25—26%. Пористость трещиноватых известняков уменьшается с глубиной от 37 до 26%, а мощность варьирует от 10 до 60 м. Пирокластические коллекторы — андезитовые туфы и туфобрекчии — в среднем имеют пористость 22% и мощность 200 м.

Небольшие притоки нефти (8,1 т/сут) были получены из трещиноватых метаморфизованных глинистых сланцев мощностью 33 м с пористостью 18%. Глубины залегания пластов-коллекторов изменяются от 300 до 3455 м.

К северо-западу от Яванского суббассейна распространены небольшие по площади нефтегазоносные межгорные впадины на о. Суматра, которые являются элементами Иравадийско-Андманского нефтегазоносного бассейна. Для выяснения особенностей формирования крупных и уникальных скоплений представляется важным, что к юго-восточной центриклинали одной из таких впадин приурочены два месторождения подобного типа — Дури и Минас с запасами соответственно в 270 и 700 млн. т (см. рис. 8). При этом уникальная залежь на месторождении Минас связана с терригенным коллектором миоценового возраста и располагается на глубине всего лишь 700 м.

Восточно-Калимантанский суббассейн большей, северной частью своей площади располагается в море Сулавеси. Южная окраина этого суббассейна, находящаяся в

Макасарском проливе, представляет собой, по-видимому, краевой прогиб горных сооружений мезозой на Калимантане. Еще далее к югу структурные элементы Восточно-Калимантанского суббассейна кулисообразно сочленяются с северо-восточной оконечностью Яванского суббассейна (см. рис. 8).

Орогенные формации, выполняющие краевой прогиб, охватывают отложения от эоценового возраста до четвертичного и достигают мощности 10—15 км. Наиболее разнообразен фациальный набор миоцен-плиоценового комплекса, состоящего из дельтовых, лагунных и мелководно-морских образований. Среди них при преобладающей роли терригенных пород встречаются тонкие прослои известняков (нижний—верхний миоцен), лигнитов, углей и туфов (плиоцен).

Группы морских месторождений выявлены в двух районах — северном на шельфе моря Сулавеси и южном в Макасарском проливе, в осевой зоне краевого прогиба (впадина Беликпапан, по терминологии индонезийских геологов).

В северном районе месторождения образуют линейную зону нефтегазонакопления, ориентированную в поперечном направлении к главенствующему простиранию структурных элементов. Во впадине Беликпапан намечаются две зоны нефтегазонакопления; одна располагается вкрест простирания впадины и продолжается на суше, вторая обладает субмеридиональной ориентировкой. Интересно, что крупное месторождение Бадак (142 млрд. м³ газа) располагается изолированно на западном борту впадины Беликпапан (см. рис. 8).

Сведения о собственно морских месторождениях Восточно-Калимантанского суббассейна весьма ограничены. Они приурочены к относительно пологим брахиантиклиналям, рассеченным разрывными нарушениями, большей частью северо-западного простирания. Например, параметры складки Аттака: размеры 16×9,6 км, углы падения на крыльях 10°, амплитуда около 180 м, смещение отдельных блоков по разломам 160—330 м.

Месторождения часто многопластовые, наибольшее число залежей (34) выявлено на Аттаке. Залежи структурного типа: пластово-сводовые, тектонически экранированные. Все скопления нефти, газа и конденсата приурочены к песчаным коллекторам среднего миоцена—плиоцена (последние нефтегазонасытены только в пределах моря) с пористостью 35% при проницаемости от нескольких десятков до 4000—5000 мД (Attaka ..., 1973). Мощность продуктивных горизонтов изменяется от 16 до 200 м, глубина залегания от 600 до 3640 м.

В Индосинийско-Яванском мегабассейне, подавляющая часть площади которого находится в пределах моря, степень изученности пока еще весьма незначительна. Суммарные разведанные запасы, по опубликованным данным, составляют около 660 млн. т, из них на долю Западно-Калимантанского суббас-

сейна приходится 540 млн. т, Яванского суббассейна около 70 млн. т и Восточно-Калимантанского суббассейна 5 млн. т. Плотность разведанных запасов в этих суббассейнах соответственно: 27 тыс. т/км² на площади 20 тыс. км²; 9,3 тыс. т/км² на площади 7,5 тыс. км² и 10 тыс. т/км² на площади 5 тыс. км². При этом следует иметь в виду, что данные по многим месторождениям пока еще отсутствуют.

Если принять плотность 25 тыс. т/км² в качестве расчетной для определения уровня прогнозных геологических запасов в Индосинийско-Яванском мегабассейне на всей площади впадины без учета глубины воды, то оказывается, что они составляют 100—110 млрд. т условного топлива.

Закономерности размещения месторождений, прежде всего крупных, могут быть намечены также пока лишь в первом приближении. Однако и в подобном виде эти закономерности могут иметь важное поисковое значение.

1. Крупные месторождения как на суше, так и в море располагаются в различной структурной обстановке: в осевых зонах и на склонах крупных прогибов; в структурных седловинах, являющихся разделами между сопредельными бассейнами и суббассейнами.

2. Зоны нефтегазонакопления контролируются разломами как продольной по отношению к главенствующему простиранию структурных элементов, так и поперечной ориентировки.

3. Месторождения связаны с конседиментационными структурами, формирование которых происходило главным образом в середине плиоцена.

4. Залежи приурочены к ловушкам различных типов: пластово-сводовым, тектонически экранированным, стратиграфическим и литологическим.

5. Коллекторские пласты и пачки связаны с терригенными породами мелководно-морского, дельтового и континентального происхождения. Гранулярными коллекторами являются также пирокластические образования, а трещинными — карбонатные и метаморфические.

6. Нефтегазонакопление во многих случаях контролируется дельтовыми образованиями, однако их роль и значение для общего баланса распределения ресурсов углеводородов в Индосинийско-Яванском мегабассейне пока еще остается невыясненной.

7. Регионально нефтегазоносный верхнемиоцен-плиоценовый комплекс прослеживается на всей площади Индосинийско-Яванского мегабассейна.

Шельф Бассова пролива

В восточной части Бассова пролива, отделяющего Австралию от Тасмании, располагается район морской нефтегазодобычи, известный под названием шельф Гипсленд. На этом

шельфе к 1974 г. обнаружено 11 месторождений, в том числе пять нефтяных, пять нефтегазовых и одно газовое. Среди них два крупных — Кингфиш с запасами 145 млн. т нефти и Марлин с запасами 98 млрд. м³ газа.

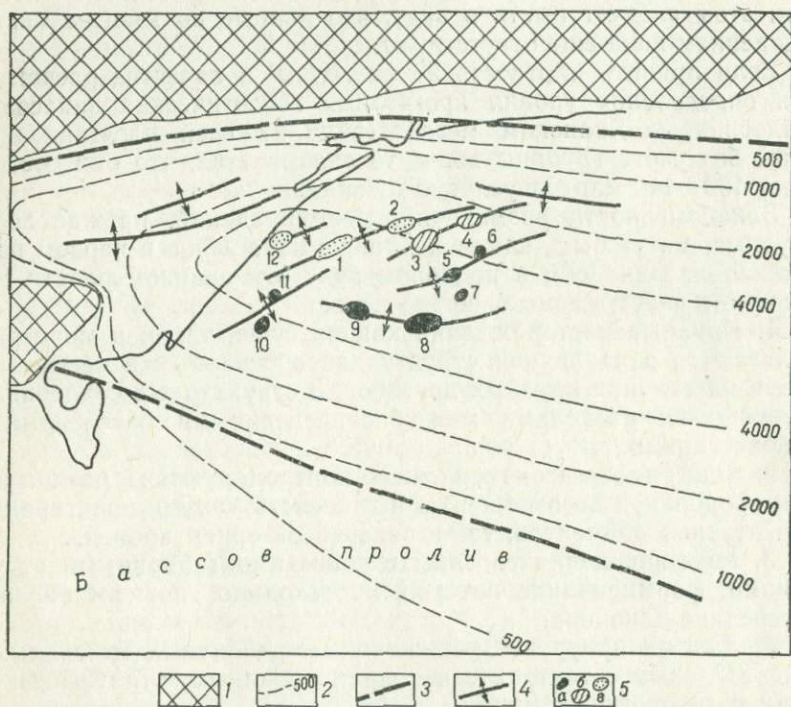


Рис. 9. Схема размещения месторождений нефти и газа на шельфе Гипсленд (с использованием материалов Д. Хокинга, 1972 г.).

1 — выходы складчатого основания; 2 — изопакиты подошвы осадочного чехла (в м); 3 — разломы; 4 — оси простираения антиклинальных структур; 5 — месторождения нефтяные (а), нефтегазовые (б), газовые (в).
Месторождения: 1 — Барракута, 2 — Снеппер, 3 — Марлин, 4 — Туна, 5 — Халибут, 6 — Флоундер, 7 — Маккерель, 8 — Кингфиш, 9 — Бриам, 10 — Перч, 11 — Долфиц, 12 — Голден-Бич

В 1974 г. в эксплуатации находилось четыре месторождения, добыча их составила около 18 млн. т. Суммарная добыча с начала эксплуатации достигла 34 млн. т (рис. 9). Описанию геологического строения и собственно месторождений шельфа Гипсленд был посвящен ряд работ (Тектоника..., 1970; Бакиров и др., 1971; Калинин и др., 1973; Criffiths, Hodson, 1971; James, Evans, 1971; Hocking, 1972; и др.).

В структурном отношении шельф Гипсленд представляет собой небольшую (42 тыс. км²) впадину с более крутым северным бортом. Эта впадина унаследована от раннемезозойского рифта субширотной ориентировки и выполнена преимущественно отло-

жениями верхнемелового — кайнозойского возраста. Суммарная мощность осадочной толщи в осевой части впадины 4000 м. Впадина раскрывается в сторону континентального склона Тасманова моря, где в глубоководной котловине ее простираение изменяется на субмеридиональное. В отличие от многих других нефтегазоносных бассейнов, развитых в окраинных и внутренних морях Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, область распространения консолидированной осадочной толщи отнюдь не охватывает Тасмановоморскую котловину в целом, а прижата к западному континентальному склону. Эти черты строения Тасмановоморского нефтегазоносного мегабассейна, элементом которого является впадина шельфа Гипсленд, обнаруживают много общего с перикокеаническими мегабассейнами Индоокеанского и Атлантического ГПН (Левин, Хин, 1971).

Нефтегазоносная осадочная толща собственно впадины Гипсленд представлена континентальными, преимущественно дельтовыми образованиями верхнего мела — эоцена, мелководноморскими карбонатными породами олигоцена — нижнего миоцена, континентальными терригенными осадками верхнего плиоцена. Этот состав осадочной толщи свидетельствует о крайней молодости современного шельфа Гипсленд и периодических инверсионных подвижках блоков. Подавляющее число залежей связано с терригенным гранулярным коллектором в верхней части формации Лэтроб Вэлли (палеоцен — эоцен), залегающим на глубинах от 1040 до 3100 м.

Месторождения приурочены к антиклинальным складкам, сочленяющимся между собой кулисообразно. Складки ориентированы вкрест главенствующего простираения впадины Гипсленд и образуют как бы пучок структурных линий, раскрывающихся в северо-восточном направлении. В пределах каждой из складок выявлено не более одного — двух месторождений, на более приподнятых — газовые, а на погруженных — нефтяные. Таким образом, зоны преимущественного газонакопления тяготеют к северному и северо-западному борту впадины Гипсленд, а зоны нефтегазонакопления — к ее осевой части (см. рис. 9).

Залежи как структурного, так и стратиграфического типа. Так, например, месторождение Барракута связано с пологим, вытянутым в северо-восточном направлении поднятием, размером $24 \times 3,5$ км и амплитудой 170 м. Месторождение Марлин приурочено к куполовидному поднятию площадью 140 км^2 и амплитудой 270 м. Залежи месторождения пластово-сводовые. Примером залежи стратиграфического типа является Халибут.

Экраном для залежей как первого, так и второго типа служат преимущественно известковистые глины формации Лейк-Энтранс (верхний эоцен — олигоцен), реже внутрiformационные покрывки. Коллекторские свойства песчаников формации Лэтроб Вэлли высоки. На месторождении Барракута продук-

тивный горизонт (эоцен) характеризуется пористостью 30%, проницаемость в среднем 500—2000 мД. Продуктивный палеоценовый песчаник месторождения Марлин обладает пористостью до 27%, а проницаемость превышает 1000 мД.

Разведанные запасы во впадине Гипсленд составляют 340 млн. т нефти и около 200 млрд. м³ газа. При общей площади впадины в 42 тыс. км² оказывается, что средняя плотность запасов составляет около 13 тыс. т/км², однако на той части впадины, где разведаны морские месторождения, плотность запасов увеличивается до 80 тыс. т/км².

Специфика размещения и формирования месторождений во впадине Гипсленд определяется тремя обстоятельствами:

1) связью зон нефте- и газонакопления с системами поднятий, ориентированными вкрест основного простираания впадины Гипсленд;

2) установленной промышленной нефтегазоносностью континентальных и дельтовых фаций;

3) гипсометрически более высоким положением зон газонакопления и относительно погруженным — зон нефтенакпления, что соответствует известным схемам дифференциаций залежей, предложенным В. П. Савченко и В. Гассоу.

Глава 5.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ИНДООКЕАНСКОМ СЕКМЕНТЕ ЗЕМЛИ

В Индоокеанском сегменте Земли преимущественно распространены нефтегазоносные периокеанические мегабассейны. В пределах океана эти мегабассейны отделены друг от друга Срединно-Индоокеанским хребтом и системой глыбовых хребтов, приуроченных в большинстве случаев к субмеридиональным линеаментам, пересекающим ложе Индийского океана. На северо-западе этого сегмента располагаются два бассейна иного типа — Красноморский рифтовый и Персидского залива (Месопотамский) перикратонный. Последний является одним из уникальных узлов нефтегазонакопления планеты.

Описание строения нефтегазоносных мегабассейнов и бассейнов Индоокеанского сегмента было выполнено ранее (Нефтегазоносные..., 1965; Проблемы..., 1973; Левин, Хаин, 1971; и др.). В данной работе закономерности размещения морских месторождений рассматриваются на примерах двух мегабассейнов различного типа — периокеанического Западно-Австралийского и перикратонного Персидского залива. В пределах этих мегабассейнов известно 24 крупных месторождения, основные сведения о которых — тектоническая позиция, стратиграфическая приуроченность залежей и другие — приведены в табл. 5.

Крупные морские месторождения нефти и газа в Индоокеанском сегменте Земли

Месторождение (полезное иско- паемое)	Год откры- тия	Тектоническая принадлеж- ность	Тип ловушек	Характеристика продуктив- ного горизонта		Порода - коллектор	Начальный дебит нефти (т/сут), и газа (тыс. м ³ /сут)			Добыча нефти (млн. т) и газа (млрд. м ³)		Запасы нефти (млн. т) и газа (млрд. т ³)	
				Возраст	Глубина залегания, м		Годовая за 1973 г.	Суммарная с начала эксплуата- ции на 1/1 1974 г.	Текущие на 1/1 1974 г.	Началь- ные			
Бассейн Персидского залива													
Баграншар (нефть)	1960	Месопотамский краевой прогиб	Пластово- сводовые	Нижний мио- цен — верхний олигоцен	2150	Известняк	500	1	12	128	140		
Новруз (нефть)	1966	Северная впа- дина Персид- ского залива	То же	Верхний мел Нижний мел — верхняя юра	2745—3752 2250—2500	»	5400	2	5	126	131		
Цирус (нефть)	1962	То же	»	То же	2135—2940	Песчаник Известняк	2200	1	5	105	110		
Дариус (нефть)	1961	»	»	»	3355—3800	»	4000	5	39	142	175		
Эсфандиар (нефть)	1966	»	Массивная сводовая	Нижний мел	2740	»	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет	4800		
Канган (газ)	1974	Складчатый борт Персид- ского залива	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	2200	Не разрабатывается		То же	Нет свед.		
Ракш (нефть)	1969	Южная впадина Персидского залива	Пластово- сводовые	Нижний мел— верхняя юра	2973	Известняк »	380 333	2	5	72	77		
Ростам (нефть)	1966	То же	То же	Нижний мел Верхняя юра	1200—1500 2196—2989	Песчаник Известняк	326,5 353	2	9	129	138		
Сассан (нефть)	1965	»	»	Нижний мел Верхняя юра	1220—2074 2400	» »	272 1018	9	37	162	199		
Хут (нефть)	1963	Северная впа- дина Персид- ского залива	Массивная сводовая	Нижний мел	2670	»	Нет свед.	3,2	10	136	146		
Сафания (нефть)	1951	То же	Пластово- сводовые	Верхний— нижний мел	1300—2200	Песчаник	То же	48	362	3096	3450		
Манифа (нефть)	1957	»	То же	Нижний мел— верхняя юра	2400—2800	Известняк	»	2,2	15	122	800		
Абу-Сафа (нефть)	1963	»	»	Верхняя юра	2208	»	700	5	31	862	893		
Берри (нефть)	1964	»	»	То же Средняя юра	2200—2300 2800	» »	Нет свед.	31	61	746	807		

Месторождение (полезное иско- паемое)	Год откры- тия	Тектониче- ская принад- лежность	Тип ловушек	Характеристика продуктив- ного горизонта		Порода- коллектор	Начальный дебит нефти (т/сут) и газа (тыс. м ³ /сут)	Добыча нефти (млн. т) и газа (млрд. м ³)			Запасы нефти (млн. т) и газа (млрд. т ³)	
				Возраст	Глубина залегания, м			Годовая за 1973 г.	Суммарная с начала эксплуата- ции на 1/1 1974 г.	Текущие на 1/1 1974 г.	Началь- ные	
Катиф (суша—мо- ре; нефть)	1945	Северная впа- дина Персид- ского залива	Пластово- сводовые	Верхняя юра	2090—2145	Известняк	Нет свед.	5,7	56	4174	4230	
Майдам-Мазан (нефть)	1964	Южная впади- на Персидского залива	То же	Нижний мел — верхняя юра	2135—2318	Известняк доломитизиро- ванный	То же 326	7,4	47	1284	1343	
Идд-эль-Шарги (нефть)	1961	То же	»	То же	1375—2516	Известняк	300	2	18	257	275	
Умм-Шаиф (нефть)	1958	»	Массивная сводовая	Нижний мел Верхняя юра	1670—1800 2200—2350	Известняк доломитизиро- ванный	Нет свед.	7,2	50,4	242	292	
Эль-Бундук (нефть)	1963	»	Пластово- сводовые	То же	2000	Известняк	952	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	150	
Закум (нефть)	1963	»	Массивная сводовая	Нижний мел	2745	»	Нет свед.	14	62	107	186	
Мубарра (нефть)	1969	»	То же	То же	2643—3035	»	548	0,6	0,8	Нет свед.	272	
Фатей (нефть)	1966	»	Пластово- сводовые	Верхний — нижний мел	2316—2531	»	816	6,5	23,6	185	208,6	
Юго-Западный Фа- тей (нефть)	1970	»	То же	То же	2437—2694	»	822	4,2	4,2	132	136	
Западно-Австралийский бассейн												
Норс-Рэнкин (кон- денсат) (газ)	1971	Зона Рэнкин, северо-запад- ный шельф Австралии	Нет свед.	Верхний — средний триас	2719—3197	Песчаник »	243 600	Не разрабатывает- ся			—	285

Шельф Западной Австралии

На шельфе Западной Австралии, являющемся элементом одноименного периокеанического мегабассейна, к 1974 г. обнаружено 11 месторождений, однако отрывочные данные имеются только по восьми из них. В число этих месторождений входят

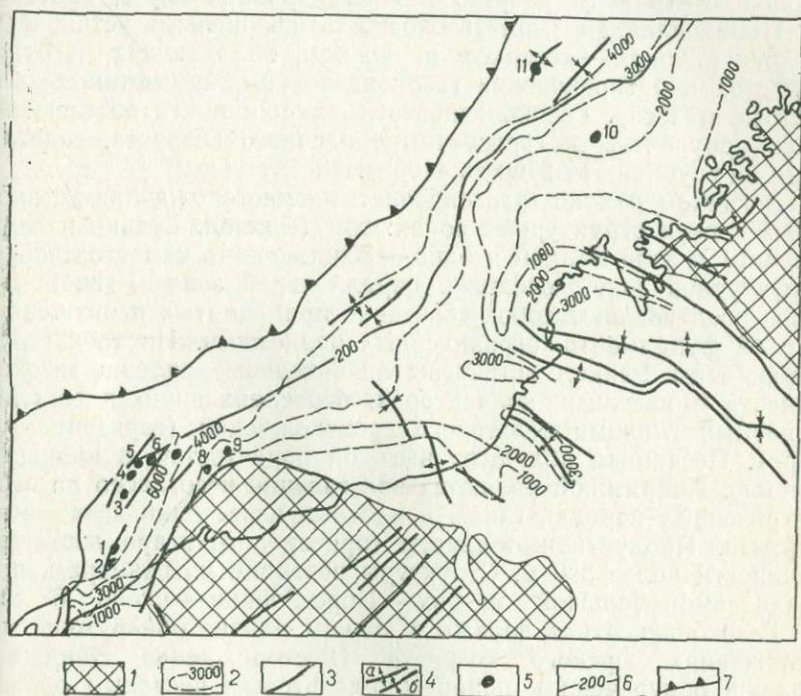


Рис. 10. Схема размещения месторождений на северо-западном шельфе Австралии.

1 — выступы докембрийского основания; 2 — изопахиты фундамента (в м); 3 — разломы; 4 — оси простираения антиклиналей (а) и синклиналей (б); 5 — месторождения; 6 — изобата 200 м; 7 — верхняя бровка континентального склона.

Месторождения: 1 — Барроу, 2 — Паско, 3 — Докрель, 4 — Рэнкин, 5 — Гудвин, 6 — Норс-Рэнкин, 7 — Эйнджел, 8 — Лежандр, 9 — Нельсон-Рок, 10 — Ямпи, 11 — Скотт-Риф

два нефтяных и шесть газоконденсатных. Известно, что запасы нефти на месторождении Барроу составляют 27 млн. т и газа на месторождении Норс-Рэнкин 285 млрд. м³ (рис. 10).

Описание геологического строения и собственно морских месторождений приводится по работам геологов Австралии (Stank, 1973; Dewhurst, 1973; Seismic ..., 1974; и др.).

Основная особенность строения Западно-Австралийского мегабассейна заключается в торцеобразном сочленении структурных элементов континента и акватории. Это вызвано разнонаправленными движениями блоков по системам разломов

северо-восточной и северо-западной ориентировок; соответственно на шельфе получают развитие протяженные приразломные поднятия амплитудой до 2—4 км. При этом суммарная мощность осадочной толщи в наиболее погруженных блоках 6 км и более, а в ее составе участвуют преимущественно отложения мезозойского и кайнозойского возраста. Не исключено, однако, наличие в разрезе и более древних пород палеозоя.

Промышленная нефтегазоносность на шельфе установлена в двух районах — северном и южном, обладающих чертами сходства в распределении газоконденсатных и нефтяных залежей по разрезу. Газоконденсатные залежи почти во всех случаях приурочены к горизонтам триасового возраста, залегающим на глубинах от 2700 до 4400 м.

В южном районе газоконденсатные месторождения установлены в двух структурных зонах: три (Рэнкин, Гудвин и Норс-Рэнкин) в зоне Рэнкин и одно — Эйнджел — в самостоятельной структурной зоне, очевидно параллельной зоне Рэнкин. Эти зоны представляют собой сочетание приподнятых и опущенных блоков фундамента, ограниченных разломами. На трех структурах зоны Рэнкин встречены значительные залежи газоконденсата в песчаных коллекторах, переслаивающихся со сланцеватыми глинами дельтового происхождения (горизонт Мунгаро). Песчаники обладают высокой пористостью и проницаемостью. Покрышкой являются залегающие несогласно на верхнетриасовых породах глины и плотные известняки апта — маастрихта. Продуктивные пласты горизонта Мунгаро достигают мощности более 300 м. Структуры невелики по размерам, площадь самой большой из них — Норс-Рэнкин — около 67 км².

Газоконденсатная залежь в южном районе обнаружена и в отложениях юрского возраста (месторождение Эйнджел). Залежь приурочена к прибрежно-дельтовым песчаным образованиям, залегающим на глубине около 2700 м. Мощность продуктивного пласта 50—80 м.

В северном районе шельфа расположено газоконденсатное месторождение Скотт-Риф. Залежь на глубине 4300 м содержится в песчаниках среднего — верхнего триаса; мощность продуктивного горизонта 50 м. Складка представляет собой брахиантиклиналь (21,5×10,5 км) площадью 220 км².

Среди нефтяных месторождений наиболее изучено Барроу, приуроченное к небольшой пологой антиклинали субмеридионального простирания. Амплитуда ее по горизонту в основании миоцена 24 м, а площадь 96 км². Нефтеносные горизонты приурочены к отложениям верхней юры — неокома и апта — альба. Продуктивные пласты верхней юры — неокома представлены терригенными, прибрежно-дельтовыми образованиями. Коллекторские их свойства достаточно хороши — пористость до 24%, проницаемость до 170 мД. Залежь стратиграфическая, экранированная внутриформационными глинами.

Однако основным горизонтом на Барроу являются песчаники апт-альбского возраста (серия Виндейлия). Этот коллектор обладает высокой пористостью (до 28%) и малой проницаемостью (до 5,7 мД). Мощность его порядка 40 м. Экранирует залежь радиоляритовый горизонт, залегающий в верхах серии Виндейлия. Интересно, что аналогичный продуктивный горизонт на других площадях пока еще не выявлен. Месторождение Барроу эксплуатируется с 1966 г., суммарная добыча составила 11 млн. т.

В южном районе, где суммарные запасы газа на пяти месторождениях (Рэнкин, Гудвин, Норс-Рэнкин, Эйнджел, Лежандр) определены в 566 млрд. м³; с учетом запасов нефти на Барроу (27 млн. т) плотность запасов достигает 130 тыс. т/км². Средняя плотность запасов на всей площади рассматриваемого шельфа, составляющей около 300 тыс. км², пока может быть оценена только в 20 тыс. т/км².

Закономерности размещения и формирования месторождений на западном шельфе Австралии определяются:

1) приуроченностью морских месторождений к антиклинальным поднятиям, сформировавшимся как во внутренних частях впадин, так и на их склонах;

2) связью залежей с ловушками литологического и стратиграфического типов в отложениях древних дельт;

3) отчетливой вертикальной зональностью в распределении газоконденсатных и нефтяных залежей, при которой первые имеют место преимущественно в более древних глубоко залегающих слоях триасового возраста.

Персидский залив

Собственно Персидский залив занимает небольшую часть площади одноименного нефтегазоносного перикратонного мегабассейна, который является одним из ведущих нефтегазодобывающих районов мира. Непосредственно в пределах Персидского залива с 1932 по 1974 г. обнаружено 42 месторождения, в том числе одно газовое. Среди этих месторождений 20 крупных и шесть уникальных с запасами свыше 1 млрд. т. Большинство этих месторождений было обнаружено и разведано всего лишь за 8—10 лет — с 1966 г. по 1974 г. Суммарная добыча в Персидском заливе к 1974 г. достигла 1019 млн. т нефти (рис. 11).

Закономерности формирования и размещения месторождений на Аравийском полуострове и в Персидском заливе были предметом анализа в работах многих исследователей (Бакиров и др., 1971; Нефтегазоносные..., 1965; Калинин, 1969; Рябухин, Алиева, 1970; Селицкий, Зверева, 1972; Успенская, Таусон, 1972; Камен-Кауе, 1970; Mason, Moore, 1972; и др.).

Персидский залив находится в пределах перикратонного опускания древней Аравийской платформы к Средиземноморскому поясу Евразии. Краевой прогиб этого пояса располагается северо-восточнее Персидского залива и захватывает лишь незначительную часть площади залива.

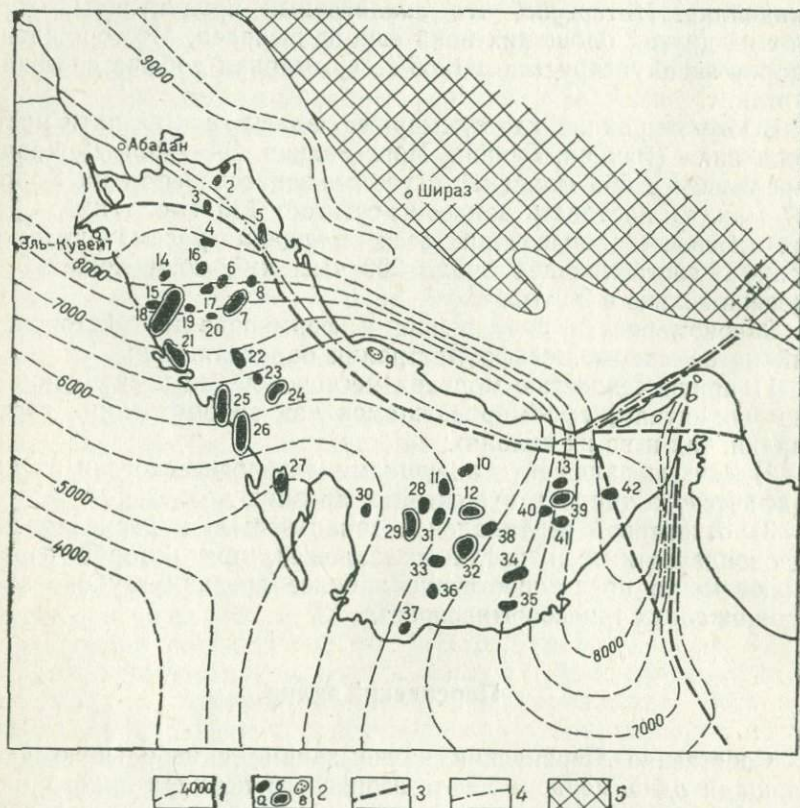


Рис. 11. Схема размещения месторождений в Персидском заливе (с использованием материалов М. Камен-Кайе, 1970).

1 — изопакиты осадочного чехла (в м); 2 — месторождения нефтяные (а), нефтяные крупнейшие (б), газовые (в); 3 — разломы; 4 — ось Месопотамского передового прогиба; 5 — складчатая система Загроса.

Месторождения: 1 — Хендиан, 2 — Баграншар, 3 — Новруз, 4 — Иирус, 5 — Дариус, 6 — Эсфандиар, 7 — Ферейдун-Марджан; 8 — ВВ-1, 9 — Канган, 10 — Ракш, 11 — Ростам, 12 — Сассан, 13 — Сирри, 14 — Хут, 15 — Хафь, 16 — Дорра, 17 — Лулу, 18 — Сафания, 19 — Зулуф, 20 — Махарах, 21 — Манифа, 22 — Каран, 23 — Яна, 24 — Абу-Сафа, 25 — Берри, 26 — Катиф, 27 — Авали, 28 — Майдам-Мазан, 29 — Идд-эль-Шарги, 30 — Хадат-Шибег, 31 — Бул-Ханине, 32 — Умм-Шанф, 33 — Эль-Бундук, 34 — Закум, 35 — Мубарра, 36 — без названия (1974 г.), 37 — ДЛ-1, 38 — без названия (1971 г.), 39 — Фатей, 40 — Юго-Западный Фатей, 41 — Рашид, 42 — Мубарек

Современный структурный план подошвы осадочной толщи характеризуется преобладанием субмеридиональных простирающих. Соответственно, в пределах залива имеют место две впадины — северная и южная, разделенные крупным Катарским

поднятием. Мощность осадочной толщи в указанных впадинах превышает 8 км, а на Катарском поднятии сокращается до 5 км (см. рис. 11). Субмеридиональные простирания сохраняются в палеоструктуре юрских и, в меньшей степени, меловых отложений. В рельефе подошвы кайнозоя они изменяются на субширотные, а область наиболее интенсивного прогибания смещается к северо-востоку от акватории. Все это свидетельствует о неоднократных перестройках структурного плана в ларамийскую эпоху.

Разрез осадочной толщи охватывает по существу весь фанерозой, однако в пределах залива пока разведаны только юрские, меловые и кайнозойские отложения. Подавляющая часть залежей, особенно крупных, приурочена к горизонтам мезозоя. Регионально нефтегазоносны в пределах платформенной области Персидского залива отложения верхней юры (свита Араб, титон — кимеридж).

В северной впадине залива свита Араб представлена калькаренистыми и органогенными известняками, содержащими несколько нефтегазонасыщенных пластов, переслаивающихся с битуминозными глинами и ангидритами. Мощность отдельных пластов известняков 60 м; пористость до 30%, проницаемость до 1,5 Д. В южной впадине залива калькаренистые известняки фациально замещаются доломитизированными известняками, также разделенными прослоями глин и ангидритов. Пористость коллекторов 17—25%, проницаемость 75—200 мД.

Залежи многопластовые, массивные, сводовые. На всей площади развития калькаренистых и доломитизированных известняков титон-кимериджского возраста экраном служат ангидриты верхнего титона (свита Хит). В продуктивной толще мелового возраста заключено более 50% запасов нефти Персидского залива. По физическим свойствам выделяются свиты Бурган (альб — сеноман) и Зубейр (апт — баррем). Коллекторы в обеих свитах представлены песками и рыхлыми песчаниками с пористостью 25—30% и проницаемостью 5—6 Д.

В трещиноватых известняках свиты Асмари (верхний олигоцен — нижний миоцен) известна нефтяная залежь месторождения Баграншар. Экраном служит соленосная толща свиты Фарси миоцен-плиоценового возраста.

В конце 1974 г. на шельфе Ирана открыто крупнейшее газовое месторождение с запасами 1980—2830 млрд. м³. Продуктивная толща залегает на глубине 2745 м и представлена известняками, доломитами и ангидритами свиты Хуфф пермского возраста. В толще мощностью порядка 900 м установлено четыре газоносных горизонта.

Морские месторождения образуют две группы, располагающиеся преимущественно на северо-западном и юго-восточном склонах Катарского поднятия. В своде этого поднятия обнаружены лишь два месторождения — Авали и Хадат-Шибет,

однако данные по ним не публиковались. На северо-западном склоне месторождения образуют зоны нефтегазоаккумуляции субмеридиональной ориентировки. На юго-восточном — кроме субмеридиональных зон нефтегазоаккумуляции имеют место и северо-восточные, обусловленные наличием соляных куполов в палеозое.

Месторождения северной группы приурочены главным образом к крупным брахиантиклиналям. Крупнейшее в мире морское месторождение Сафания представляет собой поднятие, вытянутое в субмеридиональном направлении, размером 53×19 км. Залежь в отложениях мелового возраста массивная, содержит большое число нефтеносных песчаных пластов, чередующихся с прослоями глин. Водо-нефтяной контакт общий для всех нефтенасыщенных горизонтов. Общая мощность продуктивной толщи 290 м. Экранирует залежь горизонт глинистых сланцев мощностью до 30 м. Размеры локальных поднятий, с которыми связаны месторождения Манифа, Катиф, Авали, составляют соответственно 24×15 , 20×6 и 45×16 км. Некоторые месторождения, например Цирус, Дариус, Новруз, представляют собой куполовидные складки.

Месторождения южной группы приурочены главным образом к солянокупольным структурам, отраженным в отложениях мезо-кайнозоя пологими куполовидными поднятиями. Крупнейшее месторождение Умм-Шаиф связано с куполовидной складкой размерами 16×16 км, нарушенной разломами.

Основным нефтегазосодержащим горизонтом в этой группе являются нижнемеловые доломитизированные известняки свиты Тамама (Шуайба). Пористость известняков 30—35%, проницаемость 300—500 мД, мощность до 150 м. Залежи массивные, сводовые, экранированные прослоями глин или плотными известняками.

Прогнозные геологические запасы в пределах Персидского залива составляют 35 млрд. т, а разведанные извлекаемые — около 20 млрд. т. При площади акватории в 240 тыс. км² средняя плотность запасов составляет соответственно 135—85 тыс. т/км². Однако значения плотности будут гораздо выше: для северной группы месторождений они достигают 580 тыс. т/км², а для южной — около 100 тыс. т/км².

Закономерности размещения месторождений нефти и газа в пределах Месопотамского краевого прогиба были рассмотрены в работе М. И. Варенцова и др. (Проблемы..., 1973). При этом принималось, что область Персидского залива в тектоническом отношении приурочена к внешнему платформенному борту Месопотамского прогиба. Значительные масштабы нефтегазоаккумуляции определяются интенсивным прогибанием, сопровождающимся накоплением и захоронением в осадках огромной массы органического вещества. Формирование крупных месторождений вызвано высокой амплитудой и большими раз-

мерами ловушек, наличием в разрезе мощных коллекторских толщ не только гранулярного, но и трещинного типа, а также хороших покрышек — эвапоритов и глинистых пластов. Существенное влияние на размещение месторождений оказывают крупные поперечные поднятия и выступы, представленные в Персидском заливе Катарским сводом.

Более поздние публикации зарубежных геологов, использованные в данной работе, подтверждают основные выводы, содержащиеся в работе М. И. Варенцова и др. (Проблемы..., 1973). Однако оказывается, что собственно Месопотамский прогиб находится к северо-востоку от Персидского залива (см. рис. 11). Следовательно, крупные зоны нефтегазоаккумуляции формируются не только в пределах внешних платформенных бортов краевых прогибов, но и в пределах тяготеющих к ним склонов платформ.

Одновременно выяснилось, что размещение крупных зон нефтегазоаккумуляции в юрских и меловых отложениях контролируется главным образом древним, а не современным структурным планом, поскольку Катарский свод, как структура второго порядка, возник не ранее палеогена. Поток миграции углеводородов в юрско-меловое время был направлен к сводам палеоподнятий, а формирование залежей закончилось скорее всего к началу кайнозоя. Только высокой амплитудой ловушек и наличием хороших покрышек можно объяснить тот факт, что в кайнозое не происходило переформирование залежей.

Глава 6.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В АТЛАНТИЧЕСКОМ СЕГМЕНТЕ ЗЕМЛИ

В акваториях Атлантического сегмента Земли распространены нефтегазоносные и вероятно нефтегазоносные бассейны и мегабассейны различных типов: периокеанические, перикратонные, внутрискладчатые и эпигеосинклинальные.

Периокеанические мегабассейны образуют два пояса (ГПН) — Восточно- и Западно-Атлантический, отделенные друг от друга Срединно-Атлантическим хребтом. Перикратонные мегабассейны связаны с окраинными морями — Мексиканским заливом, Северным морем, Восточным Средиземноморьем (моря Леванта и Ионическое) и др. Они являются элементами Восточно-Тихоокеанского, Северо- и Южно-Средиземноморского краевых поясов (ГПН). Внутрискладчатые бассейны приурочены к внутренним морям — Карибскому, Тирренскому и др. Бассейны этих типов входят в состав Средиземноморского и Восточно-Тихоокеанского внутрискладчатых поясов. Эпигеосинклинальные бассейны в Атлантическом сегменте связаны только

Крупные морские месторождения нефти и газа в Атлантическом сегменте Земли

Месторождение (полезное ископаемое)	Год открытия	Тектоническая принадлежность	Тип ловушки	Характеристика продуктивного горизонта		Порода-коллектор	Начальный дебит нефти (т/сут) и газа (тыс. м ³ /сут)	Добыча нефти (млн. т) и газа (млрд. м ³)		Запасы нефти (млн. т) и газа (млрд. т ³)	
				Возраст	Глубина залегания, м			Годовая за 1973 г.	Суммарная с начала эксплуатации на 1/1 1974 г.	Текущие на 1/1 1974 г.	Начальные
Североморский мегабассейн											
Фортис (нефть)	1970	Западный бортовпадины Девилс-Хол	Сводовая, тектонически экранированная	Палеоцен	2100—2400	Песчаник	635	—	—	—	243
Экофиск (нефть)	1969	Центрально-Североморский грабен	Сводовая	Верхний мел (датский ярус)	3234—3320	Известняк	550	—	7—8	—	140—350
Торфельт (нефть)	1970	То же	»	То же	Нет свед.	»	510	—	—	—	85
Эльдфиск (нефть)	1970	»	»	»	»	»	Нет свед.	—	—	—	405
Пайлер (нефть)	1973	Западный бортовпадины Девилс-Хол	Нет свед.	Верхняя юра	»	Песчаник	1210	—	—	—	137
Корморант (нефть)	1972	Центрально-Североморский грабен	То же	Юра	2958	»	Нет свед.	—	—	—	130
Статфиорд (нефть)	1974	То же	»	Средняя — нижняя юра	2600	»	1440	—	—	—	274
Брент (нефть)	1971	»	Стратиграфически экранированная	То же	2440—3200	»	350—970	—	—	—	150—200
Ниниан (нефть)	1974	»	Нет свед.	Юра	2990	»	360—1120	—	—	—	275
Хаттон (нефть)	1973	»	То же	»	2958	»	710	—	—	—	137
Ок (нефть)	1970	Западный бортовпадины Девилс-Хол	Нет свед.	Верхняя пермь	Нет свед.	»	Нет свед.	—	—	—	150
Фригг (газоденсат)	1971	Центрально-Североморский грабен	Сводовая, тектонически экранированная	Юра	То же	»	То же	—	—	—	360
Хьюитт (газ)	1966	Большой Нидерландский грабен	Нет свед.	Нижний триас	900—1300	»	900	—	—	—	100
Викинг (газ)	1968	То же	То же	Нижняя пермь	2800	»	1600	—	—	—	140
25/2 (газ)	1973	Центрально-Североморский грабен	»	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	700	—	—	—	210
Леман (газ)	1966	Большой Нидерландский грабен	»	Нижняя пермь	1830—2300	»	1150	—	—	—	300
Индифатигейбл (газ)	1966	То же	Тектонически экранированная	То же	2400—2700	»	780	—	—	—	126
Мексиканский мегабассейн											
Бей-Марчанд, 2 (нефть)	1949	Впадина Галф-Кост	Пластовая, тектонически экранированная	Плиоцен — миоцен	754—3800	Песчаник	18	4,46	53,6	34,2	87,8
Вест-Дельта, 30 (нефть)	1949	То же	Пластовая	То же	656—4750	»	28	4,0	39,8	24,8	60,6
Саут-Пасс, 24 (нефть)	1950	»	Тектоническая экранированная соляным штоком	Миоцен	972—2989	»	16	2,3	48,06	18,0	66,0
Аренке (нефть)	1970	Впадина Тампико-Тукспан, зона Эбано-Пануко	Сводовая	Нижний мел — верхняя юра	3465—3787	Известняк	450	0,4	0,81	—	137,5
Атун (нефть, газ)	1966	Впадина Тампико-Тукспан, зона Голден-Лейн	То же	Нижний мел	2757—3787	»	444—24,6	0,27	3,65	—	121,2
Венесуэльский мегабассейн											
Боливар-Костл (нефть)	1933	Межгорная впадина Маракайбо	Литологическая, тектонически экранированная, стратиграфическая, сводовая	Неоген, палеоген, верхний мел	671—4800	Песок, песчаник	До 15	111,38	2501,02	Около 1500	Около 4000
Ламар (нефть)	1958	То же	»	Палеоген	3966	Песчаник	Нет свед.	7,16	87,21	161,3	248,51
Сентро (нефть)	1957	»	»	Верхний мел	3833—4857—5377—5478	Песчаник, трещиноватый известняк	До 1000	6,21	44,28	62,24	106,52
Гвианский мегабассейн											
Солдадо (нефть)	1954	Предгорный прогиб	Сводовая, тектонически экранированная, литологическая	Миоцен — олигоцен	915—4375	Песок, песчаник	203	2,43	32,01	22,68	76,0

с Большой и Малой Антильскими островными дугами — это бассейны Южно-Кубинский и Гренада, находящиеся в пределах одноименной котловины Карибского моря.

Строению нефтегазоносных акваторий, находящихся в Атлантическом сегменте Земли, был посвящен ряд работ (Нефтегазоносные..., 1965; Проблемы..., 1973; Калинин, 1969; Левин, Хаин, 1971; Geology..., 1970). В данной монографии закономерности размещения морских месторождений рассматриваются на примерах Гвианского периокеанического мегабассейна, Мексиканского и Северо-Европейского перикратонных мегабассейнов, а также Венесуэльского внутрискладчатого мегабассейна. В каждом из четырех указанных мегабассейнов имеются крупнейшие центры морской нефтедобычи. Всего здесь известно 26 крупных месторождений, характеризующихся различной тектонической позицией, стратиграфической приуроченностью продуктивных пластов, коллекторскими свойствами и другими особенностями (табл. 6).

Северное море

Северное море, которое занимает значительную часть площади Северо-Европейского мегабассейна, почти в целом (если не иметь в виду Норвежский желоб) представляет собой шельф Атлантического океана. Первое собственно морское месторождение было обнаружено в 1965 г., а к 1975 г. их число увеличилось до 101, причем более 70 месторождений выявлено в период 1970—1974 гг. В составе месторождений 48 нефтяных, 7 нефтегазовых и газоконденсатных, 46 газовых. Крупных месторождений 18, в том числе 12 нефтяных и 6 газовых. В промышленную разработку введены только несколько месторождений (Индифатигейбл, Экофиск и др.). Суммарная добыча пока невелика и составляет с 1971 по 1976 г. около 35 млн. т нефти и 125 млрд. м³ газа. Данные о начальных дебитах, запасах и других параметрах опубликованы только по 66 месторождениям (рис. 12).

Тектоническим и историко-геологическим особенностям нефтегазонакопления в Северо-Европейском мегабассейне, а также закономерностям размещения месторождений нефти и газа посвящено довольно значительное число работ (Нефтегазоносные..., 1965; Корреляция..., 1969; Левин, 1970; Левин, Фельдман, 1974; Успенская, Таусон, 1972; Dunn e. a., 1973; King, 1972; и др.).

Основными структурными элементами рассматриваемого мегабассейна являются Балтийская и Североморская синеклизы, Датско-Польский авлакоген и поднятие Рингкебинг-Фюн. Характер соотношений этих элементов между собой, а также особенности их строения определяются подвижками блоков фундамента по разломам различных систем: субмеридиональной,

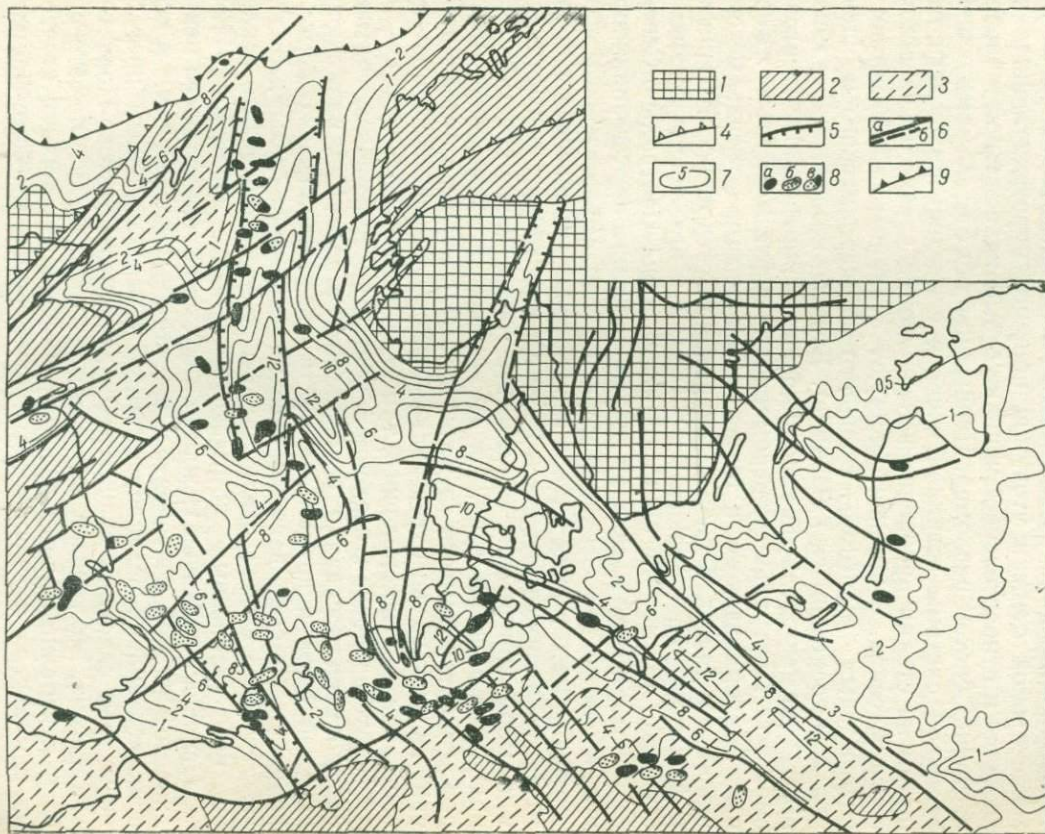


Рис. 12. Схема строения и нефтегазоносности осадочной толщи в Северном и Балтийском морях. Составил Л. Э. Левин (1975 г.).

1 — протерозойские складчатые комплексы Балтийского щита и Гебридской платформы; 2 — разновозрастные палеозойские складчатые комплексы на поверхности и на морском дне; 3 — то же, под осадочным чехлом; 4 — надвиги; 5 — грабени; 6 — разломы установленные (а), предполагаемые (б); 7 — изопахиты подошвы осадочной толщи (в км); 8 — месторождения нефтяные (а), газонефтяные и газоконденсатные (б), газовые (в); 9 — верхняя бровка континентального склона

субширотной, северо-западной и северо-восточной. Современный структурный план фундамента и осадочного чехла в Балтийской синеклизе и Датско-Польском авлакогене контролируется главным образом разломами субширотной и северо-западной систем, а в Североморской синеклизе, напротив, разломами субмеридиональной и северо-восточной ориентировки. Максимальные глубины погружения фундамента в Балтийской синеклизе 4—6 км, в Датско-Польском авлакогене 10—12 км, в Североморской синеклизе 12—14 км (Левин, 1970).

Результаты геолого-геофизических работ 1970—1974 гг. не только подтвердили высказанные ранее представления, но и в значительной степени уточнили природу, пространственное положение и относительное значение субмеридиональной и северо-восточной систем разломов. Первые наряду с разломами северо-западной системы возникли в связи с раздвиговыми деформациями на стадии дробления и разрушения древнего Североморского массива. Они контролируют границы двух крупных рифтогенных грабенов — Большого Нидерландского и Центрально-Североморского (Викинг). Вторые, по отношению к первым, занимают секущее положение и определяют сдвиговое смещение Центрально-Североморского рифта к востоку от Большого Нидерландского, а также небольшие горизонтальные смещения отдельных блоков Центрально-Североморского рифта. С Большим Нидерландским грабеном и его продолжением в Северном море — трогом Сол-Пит, а также Центрально-Североморским рифтом и связаны почти все зоны нефтегазоаккумуляции, выявленные в Северном море (см. рис. 12).

Если иметь в виду Северо-Европейский мегабассейн в целом, то промышленные залежи в 268 месторождениях на континенте и в море приурочены ко многим горизонтам от кембрия до палеогена включительно. Из 17 крупных и уникальных месторождений три (вместе со Слохтерном) связаны с отложениями раннепермского возраста, одно — позднепермского, семь — юрского, три — позднемелового, три — палеоценового.

Нефтегазоносная осадочная толща рассматриваемого мегабассейна на основании особенностей строения и размещения залежей была подразделена на три нефтегазоносных этажа — подцехштейновый, цехштейновый и надцехштейновый. В этих этажах было выделено одиннадцать нефтегазоносных и вероятно нефтегазоносных комплексов (Левин, Фельдман, 1974).

Основные различия между комплексами определяются периодической сменой континентальных, прибрежно-лагунных и морских обстановок осадконакопления и неравномерным прогибанием трех основных структурных элементов: Датско-Польского авлакогена, Балтийской и Североморской синеклиз. Все это привело к неравномерному распространению по площади каждого из комплексов и значительным изменениям литолого-фациального состава в латеральных направлениях.

В поддехштейновом этаже нефтегазонакопления были выделены следующие основные комплексы: кембрийский терригенный, ордовик-силурийский карбонатно-терригенный, девонский преимущественно терригенный, нижнекаменноугольный карбонатный, верхнекаменноугольный терригенный и нижнепермский преимущественно терригенный.

В кембрийском комплексе промышленные месторождения обнаружены на восточном борту Балтийской синеклизы в Советской Прибалтике. В нижнекаменноугольном и верхнекаменноугольном комплексах известны нефтяные и газовые месторождения в межгорных впадинах каледонид и краевых прогибах варисцид (Англия, ФРГ и др.).

Нижнепермский преимущественно терригенный нефтегазовый комплекс широко распространен в пределах Североморской синеклизы, а также в северо-западной и юго-восточной частях Датско-Польского авлакогена. Газовые залежи содержатся в песчаниках красного лежня. Гранулярный коллектор обладает хорошими физическими свойствами: пористость 18—24%, проницаемость 3000 мД. Мощность продуктивного пласта варьирует от 60 до 240 м, непроницаемой крышкой служат верхнепермские соли (Bungener, 1969).

Уникальное месторождение Слохтерн, расположенное в Гронингенской тектонической зоне, приурочено к антиклинальной складке, длина которой 24 км. Мощность продуктивного пласта здесь 150 м, запасы составляют от 1,6 до 2 трлн. м³ газа. В составе газа установлено повышенное (до 15%) содержание азота (Cooper, Gaskell, 1966).

Промышленные скопления газа обнаружены также в Северном море на продолжении Большого Нидерландского грабена. Песчаники обладают здесь пористостью до 30%. Дебиты в отдельных скважинах достигают 1,2—1,6 млн. м³/сут. На месторождении Индифатигейбл мощность резервуара 60—90 м, а размеры складки 16×8 км. Глубина залегания залежи 2400—2700 м, а запасы 225 млрд. м³. Месторождение Леман в структурном отношении приурочено к широкому пологому куполу, осложненному нарушениями. Глубина залежи 2300—1830 м, а запасы 330 млрд. м³. Месторождение Вест-Сол связано с тектонически экранированной ловушкой. Размеры куполовидной складки 10×5 км. Мощность продуктивного горизонта 120 м, а запасы 30 млрд. м³ (Cronen, 1969; Kent, Walmsley, 1970).

Условия седиментации раннепермской эпохи были исключительно благоприятными для последующих процессов аккумуляции и консервации залежей нефти и газа, ибо в конечном итоге привели к формированию горизонтов с хорошими коллекторскими свойствами, залегающих между продуцирующими слоями каменноугольного возраста и непроницаемыми соленосными толщами в более молодых слоях. Газовые месторождения, среди которых есть крупные и уникальные, располагаются либо на

склонах поднятий, находящихся в зонах пересечения нарушений различных направлений (Слохтерн), либо в условиях сочетания зон выклинивания раннепермских отложений с линзами песчаников, являющихся хорошими гранулярными коллекторами. Эти линзы являются одним из объектов поисков в Северном море, поскольку с ними связаны уже обнаруженные промышленные месторождения (Леман, Вест-Сол и др.). Предполагается, что они возникли в результате субэвральской переработки песчаных дюн (Brunstrom, Walmsley, 1969). В нефтегазоносности подешейного этажа удастся подметить ряд особенностей, которые имеют прямое отношение к вопросам размещения скоплений углеводородов. К главнейшим из них следует отнести:

1) связь установленных зон нефтегазонакопления с областями максимального прогибания или сокращения мощностей этажа в целом от 2000—1500 до 1000 м вверх по восстанию слоев при наличии всех остальных условий, необходимых для аккумуляции и консервации скоплений нефти и газа;

2) смену регионального газонакопления нефтяным от наиболее погруженных структурных элементов Северо-Европейского мегабассейна к приподнятым.

Цехштейновый этаж нефтегазонакопления включает в себя один нефтегазоносный комплекс — верхнепермский, преимущественно галогенный. Он широко распространен в Североморской синеклизе и Датско-Польском авлакогене, в Балтийской синеклизе известен только в ее южной части.

В Североморской синеклизе месторождения газа обнаружены на склонах крупных приразломных поднятий в ее южной части, а также на морском продолжении Большого Нидерландского грабена (Локтон, Ральф, Кросс, Хьюитт и нефтяная залежь блока 48/22). Дебиты скважин относительно невелики, однако на Локтоне они достигают 14,5 млн. м³/сут. Продуктивными горизонтами являются главный доломит серии Стассфурт и плитчатый доломит серии Лейне, коллекторские свойства которых невысоки: пористость 4—10%, проницаемость до 5 мД. Соли служат для них непроницаемыми крышками. Характерная черта нефтегазонакопления — аномально высокие пластовые давления. В плитчатом доломите они превышают гидростатические в 1,95—2,34 раза, а в главном доломите в 2,26 (Rehm, 1969; Thomeer, 1961). Залежи порой приурочены к брахиантиклиналям, осложненным сбросами, однако зависимость скоплений от структуры наблюдается не всегда. Часто они контролируются литологическим фактором — наличием трещиноватых коллекторов с весьма изменчивыми физическими свойствами и идеальных непроницаемых горизонтов — эвапоритов.

Вторичная доломитизация вызвала повышенную кавернозность карбонатных пород, а подвижки по зонам разломов усилили трещиноватость. В наилучших сочетаниях эти процессы происходили в участках пересечения разломов разных направ-

лений, а также в зонах наиболее интенсивных вертикальных движений блоков, получивших отражение в резких градиентах мощностей от 1000—800 м до 400—200 вверх по восстанию слоев. Как правило, здесь же росли рифовые массивы, выраженные ныне плитчатым доломитом серии Лейне и главным доломитом серии Стассфурт. Именно к таким участкам приурочены известные в цехштейне скопления нефти и газа (см. рис. 12).

Надцехштейновый этаж нефтегазонакопления делится на триасовый карбонатно-терригенный, юрско-нижнемеловой карбонатно-терригенный, верхнемеловой — палеоценовый, преимущественно карбонатный и эоцен-неогеновый терригенный комплексы. Именно с этим этажом связана основная промышленная нефтегазонаосность в Северном море, поскольку из 18 крупных морских месторождений 15 связаны с юрско-нижнемеловым и верхнемеловым — палеоценовыми комплексами.

Триасовый комплекс характеризуется преимущественной газонаосностью. Эта особенность сохраняется вне зависимости от глубин залегания продуктивного горизонта, которая изменяется от 900 до 4270 м. Скопления газа содержатся в гранулярных коллекторах «пестрого песчаника», имеющих пористость до 20—25% и проницаемость около 1000 мД. Незначительные залежи нефти имеются в песчаниках верхнего триаса, хотя в целом глинисто-мергельная толща кейпера служит непроницаемой крышкой для залежей в нижележащих горизонтах. На континенте месторождения газа располагаются на склонах «вала Помпецкого» (Реден, Дюсте и др.), на юге Гронингенской зоны (группа Эмсланда), а на шельфе на продолжении Большого Нидерландского грабена (Хьюитт, Сев. Хьюитт, Дотти и др.). Запасы газа в двух триасовых залежах Хьюитта 100 млрд м³.

Семь месторождений, обнаруженных на шельфе, находятся в зонах сочетания резких градиентов мощности вверх по восстанию слоев от 1500 до 500 м с присутствием глинисто-песчаной формации раннего триаса.

Юрско-нижнемеловой карбонатно-терригенный комплекс, напротив, преимущественно нефтеносен. Значение этого комплекса в общем балансе ресурсов углеводородов в Северо-Европейском мегабассейне выявилось только за 1971—1974 г., поскольку из 18 морских месторождений в отложениях юрско-мелового возраста, семь крупных. Морские месторождения располагаются главным образом в Центрально-Северноморском грабене, где намечается весьма своеобразное соотношение зон нефтегазонакопления. Наряду с основной субмеридиональной зоной нефтегазонакопления, тяготеющей к западному борту этого грабена, имеют место секущие зоны или, точнее, субзоны, связанные с поднятиями, сформировавшимися вдоль разломов северо-восточной ориентировки. В южной части Северноморской синеклизы

месторождения располагаются по существу в аналогичных структурных условиях.

Залежи нефти и газа приурочены к нескольким горизонтам песчаников юры и нижнего мела, среди которых наиболее продуктивны среднеюрские. Последние обладают хорошими физическими свойствами: пористость 10—30%, проницаемость 3000 мД.

Историко-геологическая обстановка определила основные особенности распределения залежей по площади и в разрезе. Вдоль Большого Нидерландского и Центрально-Североморского грабенов в юрскую эпоху протягивались дельты рек, впадавших в морской бассейн на крайнем юге Североморской синеклизы. Именно с дельтовыми фациями и связаны залежи в морских месторождениях. Крупные скопления (Брент, Берил, Ниниан и др.) тяготеют к бортам Центрально-Североморского грабена, где мощность рассматриваемого комплекса сокращается от 2000—1500 м до 100—500 м вверх по восстанию слоев. В южной части Североморской синеклизы, где дельтовые фации сменяются прибрежно-морскими, месторождения также тяготеют к конседиментационным трогам. Однако залежи, которые обнаружены по всему разрезу юрско-меловых отложений, относительно невелики по запасам. Здесь распространены главным образом литологические ловушки, а покрышками являются позднеюрские соли. Обращает внимание, что вне контуров распространения позднеюрской соли встречается лишь небольшое число залежей.

В нижнем мелу скопления углеводородов приурочены к погребенным барам (месторождение Схонебек) и песчаным телам других типов, сформировавшихся у береговых линий раннемелового моря вблизи варисцид. Прогибание Большого Нидерландского грабена между приподнятыми блоками, являющимися источниками сноса, способствовало, по-видимому, повышенному поступлению галечного материала, что привело к формированию в его пределах большинства известных в Североморской синеклизе залежей в раннемеловых отложениях.

Таким образом, формирование крупных месторождений в юрско-нижнемеловом комплексе обусловлено наличием мощной толщи дельтовых отложений и локальных поднятий, тяготеющих к зонам разломов древнего заложения и длительного развития. Размещение месторождений в пределах Североморской синеклизы контролируется следующими предпосылками: литологической экранизацией ловушек, подъемом слоев от наиболее глубоких частей трогов к их бортам, в результате чего происходит миграция углеводородов, а также региональным сокращением мощностей комплекса в целом по направлению к приподнятым блокам варисцид.

С верхнемеловым — палеоценовым карбонатно-терригенным комплексом связаны 15 месторождений, обнаруженных в Север-

ном море. Среди них пять крупных нефтяных — Фортис, Берил, Экофиск, Торфельт, Эльдфиск, начальные дебиты в скважинах которых весьма высоки и достигают 500—1400 т/сут.

Месторождения образуют две группы: одну на юге Центрально-Североморского грабена, вторую на западном склоне Центрально-Североморского поднятия. Отдельные залежи обнаружены и в северной части Центрально-Североморского грабена (Берил, блок 16/18). Таким образом, наиболее благоприятная для нефтегазонакопления обстановка имеет место там, где мощность комплекса свыше 1500—2000 м. Глубины залегания продуктивных горизонтов изменяются от 1980 до 2530 м. На большей глубине (3900 м) вскрыто пока единичное в данном комплексе, но довольно существенное по запасам месторождение Код.

Литологический состав коллекторских пластов и пачек в рассматриваемом комплексе неоднозначен. На месторождениях Экофиск, Западный Экофиск и Торфельт, приуроченных к сводовым ловушкам, — это трещиноватые карбонаты верхнего мела, а на газоконденсатном месторождении Код — турбидиты верхнего палеоцена. Характерно, что и другие газовые залежи связаны с песчаными линзами в глинисто-алевроитовой толще. Турбидиты прослеживаются почти повсеместно в осевой области позднепалеоценового седиментационного бассейна, свидетельствуя об осадконакоплении в глубоководной среде. Источником обломочного материала для накопления турбидитов служили, по-видимому, мезозойские и более древние породы, которые подвергались эрозии на внутренних областях сноса в пределах Североморской синеклизы.

В надцехштейновом этаже основные продуктивные горизонты приурочены к гранулярным коллекторам средней юры и трещиноватым коллекторам дания. Залежи трех основных типов: сводовые, тектонически экранированные и статиграфически экранированные поверхностью предпалеоценового размыва. Месторождения располагаются либо вдоль структурных линий внутри крупных впадин, либо вдоль склонов тектонических зон, погружающихся во впадины в поперечном направлении, а также на склонах крупных поднятий при условии регионального сокращения мощности толщи вверх по восстанию слоев. Однако уникальные и крупные скопления тяготеют к наиболее прогнутой части Центрально-Североморского грабена.

Основное отличие надцехштейнового этажа от подцехштейнового заключается в том, что в первом зоны нефтенакпления тяготеют к области, испытавшей максимальное прогибание в триас-четвертичное время, а зоны нефтегазонакопления — к структурным элементам обрамления, отстававшим при нисходящих движениях.

Для нефтегазонасыщенной осадочной толщи Северо-Европейского мегабассейна устанавливаются четыре важнейших фактора,

обусловившие возможность формирования и сохранения крупнейших залежей: 1) наличие в ряде литолого-стратиграфических комплексов пластов и пачек с хорошими коллекторскими свойствами; 2) присутствие совершенно непроницаемых экранов; 3) длительное время существования унаследованно развивающихся тектонических зон и локальных поднятий; 4) наличие в разрезе благоприятных условий для вертикальной и латеральной миграции углеводородов.

Соответственно плотности разведанных и прогнозных геологических запасов достаточно высоки. В Центрально-Североморском грабене, площадью около 72 тыс. км², разведано свыше 3 млрд. т условного топлива и плотность запасов достигает 40 тыс. т/км². В Большом Нидерландском грабене на площади 22 тыс. км² разведано около 730 млн. т условного топлива при плотности запасов 33 тыс. т/км². Прогнозные геологические запасы в акваториальной части Североморской синеклизы оцениваются в 25—28 млрд. т условного топлива, что отвечает среднему значению в 50 тыс. т/км² или около 16 тыс. т/км² извлекаемых геологических запасов.

Проведенный анализ не только подтверждает ряд известных ранее закономерностей размещения месторождений нефти и газа, но дает также основание подметить некоторые новые черты, наиболее отчетливо проявившиеся в специфической обстановке перикратонного Северо-Европейского мегабассейна.

1. Размещение скоплений углеводородов по вертикали контролируется тремя крупными этажами нефтегазонакопления: подцехштейновым, цехштейновым и надцехштейновым, каждый из которых обладает присущими только ему специфическими особенностями.

2. В подцехштейновом этаже зоны нефтегазонакопления приурочены главным образом к линейным дислокациям платформы и склонам сводовых поднятий в том случае, если в их пределах происходит резкое сокращение мощностей коллекторских пластов и пачек вверх по восстанию слоев.

3. В цехштейновом этаже крупные месторождения связаны с теми рифовыми массивами, которые располагаются в участках пересечения разломов разных направлений, а также в зонах наиболее интенсивных вертикальных движений блоков, получивших отражение в резких градиентах мощностей от 1000—800 м до 400—200 м вверх по восстанию слоев.

4. В надцехштейновом этаже крупные зоны нефтегазонакопления приурочены главным образом к Центрально-Североморскому грабелю. Формирование залежей связано как со структурными, так и с литологическими ловушками. Коллекторами являются породы различного генезиса — континентального, дельтового, мелководно-морского и глубоководно-морского (турбидиты). Крупные скопления углеводородов содержатся

преимущественно в дельтовых отложениях среднеюрского возраста и трещиноватых карбонатах верхнего мела.

5. Специфической чертой нефтегазонакопления следует считать формирование залежей с АПД (аномально высокими пластовыми давлениями) не только в молодых кайнозойских слоях, но также в древних подсолевых и межсолевых горизонтах.

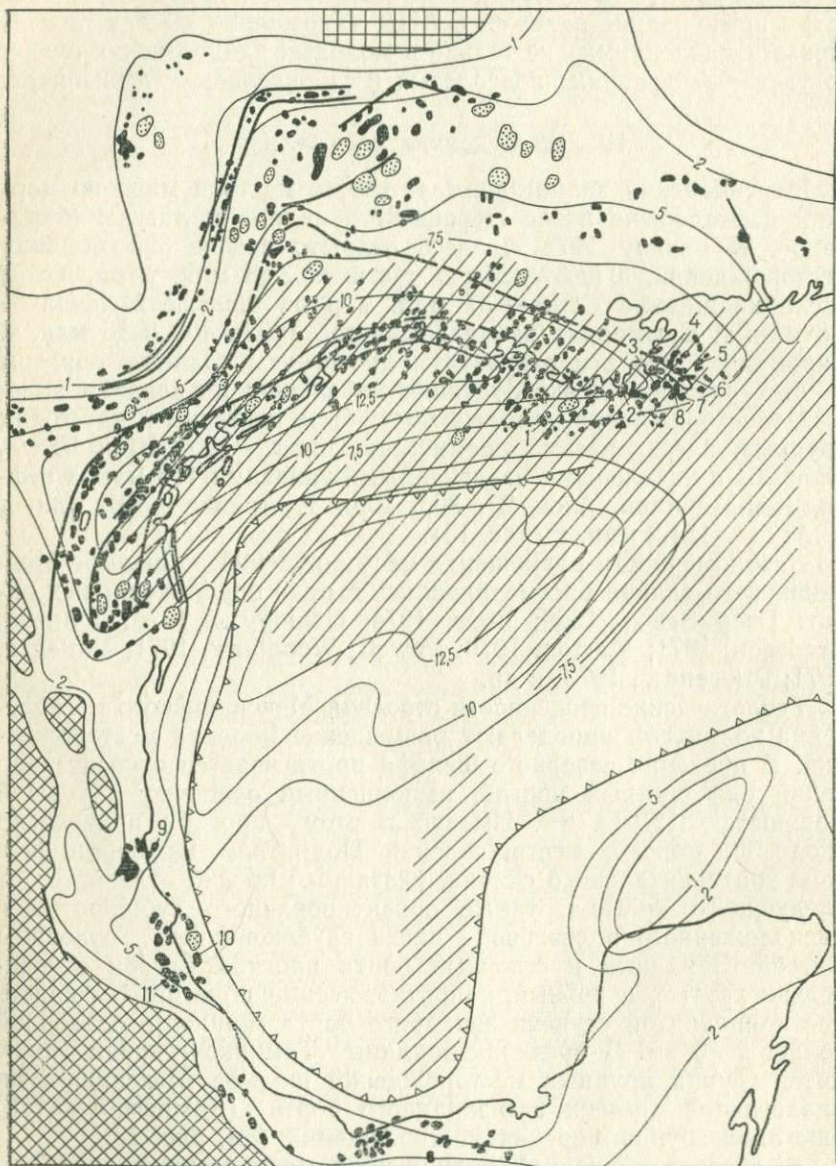
Шельф Мексиканского залива








Мексиканский залив занимает третье место в мире по морской нефтедобыче после Персидского залива и лагуны Маракайбо. К началу 1974 г. здесь открыто свыше 320 морских месторождений, а нефтедобыча достигла 38,8 млн. т/год, в том числе на шельфе США — 37 млн. т и на шельфе Мексики — 1,8 млн. т. Суммарная нефтедобыча составила 450 и 15 млн. т. Характерно, что эти результаты достигнуты главным образом за счет разведки и эксплуатации небольших по запасам залежей. Месторождения, которые могут быть отнесены к категории крупных, здесь весьма немногочисленны — это Шип Шоул, блок 204 с начальными извлекаемыми запасами 116 млн. т нефти, Бей-Марчанд, блок 2 — 86,0 млн. т, Аренке — 137 млн. т и Атун — 121,2 млн. т (рис. 13).

Закономерности размещения месторождений на шельфе Мексиканского залива рассматривались в ряде опубликованных работ: Deep Sea ..., 1969; Epos, 1974; Geology ..., 1970; Johnson, Bredeson, 1971; Marton, 1970; Powell, Woodbury, 1971; Viniegra, 1971; Pliocene ..., 1973; и др.

Геологические особенности строения Мексиканского мегабассейна во многом определяют размещение морских месторождений. В пределах северного шельфа протягивается относительно узкий рифтогенный прогиб, выполненный осадочной толщей мощностью 12—14 км. Именно к этому прогибу приурочено около 300 морских месторождений. Поднятием, находящимся в зоне континентального склона, указанный прогиб отделяется от следующего прогиба, также ориентированного субширотно и расположенного в северной части глубоководной котловины Сигсби. Западный и северный борта прогиба Сигсби относительно крутые, а южный, напротив, весьма пологий. На наиболее приподнятой ступени западного борта мощность осадочной толщи 2—5 км. В пределах впадины Тампико-Тукспан находится группа крупных месторождений шельфа Мексики, а на аналогичной ступени юго-западного борта (Кампече-Юкатан) еще одна группа морских месторождений (см. рис. 13).

В составе осадочной толщи принимают участие платформенные и орогенные формации от позднекаменноугольного до плейстоценового возраста включительно. Верхнекаменноугольные слои континентального происхождения обнаружены в кепроке соляного купола «холм Челленджера» при глубоководном



- | | | | | | | |
|--|---|---|---|---|---|---|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |  6 |  7 |
|--|---|---|---|---|---|---|

бурении. Выше залегают эвапориты триас-юрского возраста, которые совместно с терригенными, преимущественно красноцветными породами образуют молассоидную формацию.

Глубина залегания соленосного комплекса 9100—12 200 м (Johnson, Bredeson, 1971). Меловые песчано-глинистые и карбонатные, местами рифовые отложения относятся к платформенным формациям. Кайнозойские, преимущественно терригенные породы имеют прибрежно-морское и дельтовое происхождение. На шельфе установлена промышленная нефтегазоносность отложений мелового и кайнозойского возраста, причем характерной чертой нефтегазоаккумуляции на северном шельфе является связь залежей с солянокупольными структурами, а на западном шельфе — с рифовыми массивами.

Терригенный комплекс кайнозоя уменьшается в мощности и замещается карбонатными платформенными образованиями по направлению к западному побережью п-ова Флорида, где скопления углеводородов не обнаружены. В пределах прибрежной равнины и прилегающего шельфа выделяются три зоны: северная, центральная и южная, которые различаются по количеству и размерам локальных поднятий; по соотношению солей и терригенного материала по площади на глубине 3660 м; по интенсивности тектонических движений и стратиграфическому диапазону доказанной промышленной нефтегазоносности (рис. 14).

Северная зона шириной 32—80 км характеризуется горизонтальным залеганием миоцен-плейстоценовой осадочной толщи средней мощностью 3000 м, наличием одиночных, небольших по размерам соляных диапиров и многочисленных разломов, затухающих в отложениях плиоцен-плейстоцена. На глубине 3660 м эвапориты составляют 1% от общей площади распространения осадков. Продуктивны горизонты миоцен-плиоценового возраста.

В центральной зоне толща плиоцена мощностью до 4250 м смята в складки и рассечена нарушениями. Известно большое количество изолированных крупных соляных куполов (Бей-Марчанд, Тембалье-Бей и др.), сопровождаемых сетью активных разломов. На глубине 3660 м эвапориты занимают 7—8% площади. Залежи нефти и газа приурочены преимущественно к отложениям плиоцена — плейстоцена.

Южная зона характеризуется мощностью плейстоценовых осадков в 3300 м и их промышленной нефтегазоносностью, сокращением мощности более древних отложений, развитием соля-

Рис. 13. Схема размещения месторождений нефти и газа в Мексиканском мегабассейне.

1 — выходы палеозойского складчатого основания; 2 — мезозойские и кайнозойские складчатые сооружения; 3 — разломы установленные (а), предполагаемые (б); 4 — контур глубоководной котловины; 5 — изопакиты осадочной толщи; 6 — месторождения нефти (а) и газа (б); 7 — области распространения соляных куполов.

Крупные месторождения нефти: 1 — Шип Шоул, 2 — Бей-Марчанд, 3 — Вест-Дельта, 4 — Майн-Пасс, блок 35, 5 — то же, блок 41, 6 — то же, блок 69, 7 — Саут-Пасс, блок 27, 8 — то же, блок 24, 9 — Аренке, 10 — Атуи, 11 — Поза-Рика

ных куполов и глинистых диапиров в сочетании с нарушениями и складчатостью. На глубине 3660 м эвапориты занимают 15% площади, а на 7600 м — 50%.

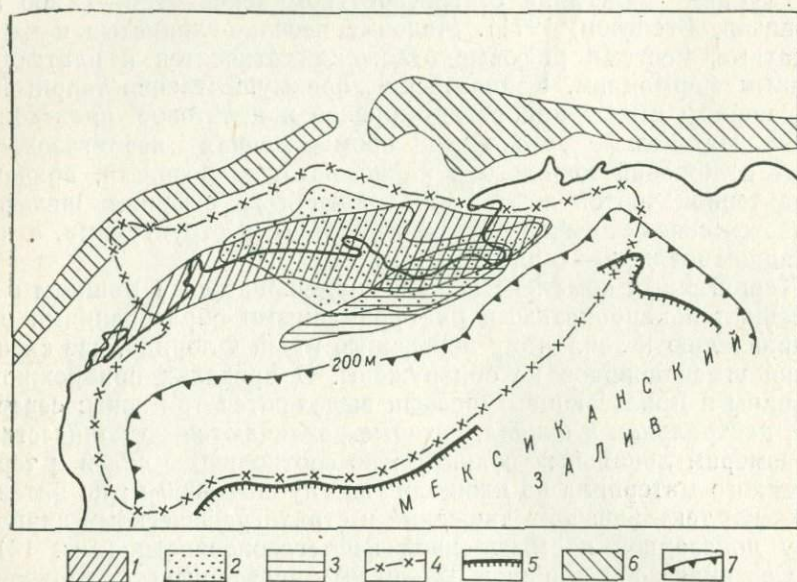


Рис. 14. Зоны распространения продуктивных отложений в морских и прибрежных районах северной части Мексиканского мегабассейна (по материалам Л. К. Поцелла и Г. О. Вудберги (Powell, Woodbury, 1971))

1—3 — зона промышленных скоплений нефти и газа: 1 — в миоценовых отложениях, 2 — в плиоценовых отложениях, 3 — в плейстоценовых отложениях; 4 — граница области развития диапировых структур; 5 — уступы верхней бровки континентального склона; 6 — выходы на поверхность миоценовых пород; 7 — верхняя бровка континентального склона

Размещение месторождений контролируется солянокупольными структурами различного типа, нарушенными сбросами. Структуры объединяются в ундулирующие линейные гряды субширотного простирания (гряда Бей-Марчанд — Тембалье-Бей — Кейллу — Айленд и др.). Диаметр соляных куполов 0,8—6,0 км (Vidrine, 1973).

С соляными куполами связаны месторождения Бей-Марчанд 2, Вест-Дельта 64, 117, 133, Юджин Айленд 126, 276 и др.; к антиклинальным складкам приурочены — Гранд Айленд 47, Саут Марч Айленд 78, Саут-Пасс 24; Вест-Дельта 73 и др.; к структурным носам — Майн-Пасс 35, Саут Тембалье 135 и др., к межкупольным структурам — Вермильон 250, Шип Шоул 207 и др.

Большинство залежей обнаружено в структурных ловушках — сводовых тектонически экранированных, а также в литологических (выклинивание пористых горизонтов к сводам диа-

пиров, линзы песчаника) и стратиграфических, связанных с размывом в сводах куполов в процессе их роста.

Примерами пластовых сводовых залежей являются площади Вермильон 39, Вест Дельта 30, Майн-Пасс 69 и др., пластовых тектонически экранированных — Юджин Айленд 129, Бей-Марчанд 2 и др., тектонически экранированных соляным штоком — Юджин Айленд 32, Хай Айленд, Саут-Пасс 24, 27 и др., литологических — Бей-Марчанд, Тембалье-Бей и др.

Коллекторами служат пески и песчаники как континентального, так и мелководно-морского генезиса. Известны скопления углеводородов, приуроченные к линзам и пластам песчаников в толще глубоководных глинистых сланцев. Бурением доказано наличие коллекторов на глубине более 5500 м. В нижней части миоцен-плейстоценового разреза песчаники характеризуются пористостью 13—35% и проницаемостью от 25 мД до 15 Д.

Во впадине Тампико-Тукспан в составе осадочной толщи участвуют преимущественно глинисто-карбонатные и карбонатные породы верхнеюрского — кайнозойского возраста. Соляной диапиризм здесь отсутствует, а вместо соляных штоков в ядрах структур находятся биогенные известняки. Основная часть скоплений углеводородов сосредоточена в трещиноватых рифовых известняках мелового возраста, отдельные залежи обнаружены в верхнеюрских карбонатных коллекторах.

Морские месторождения образуют две зоны нефтегазонакопления: Эбано-Пануко на севере и Голден Лейн — на юге.

Зона Эбано-Пануко связана с южным погружением крупного субмеридионального поднятия Тамаулипас. Локальные структуры представляют собой брахиантиклинали, нарушенные многочисленными сбросами в основном северо-восточного простирания. Ориентировка складок изменяется от северо-северо-восточной до широтной. Длина структуры Аренке 7 км, амплитуда — 100 м.

В зоне Голден Лейн (месторождение Эль-Абра) рифовые массивы альб (апт?)-сеноманского (туронского?) возраста высотой порядка 1000 м образуют ядра антиклинальных структур, которые перекрыты глинисто-карбонатными отложениями коньяк-маастрихта или известняками олигоцена. Известно большое количество дизъюнктивных нарушений и базальтовых интрузий. Месторождения многопластовые площадью до 22,5 × 1,8 км (Атун), содержат залежи сводовые и стратиграфически экранированные.

Во впадине Кампече-Юкатан в составе осадочной толщи принимают участие отложения от верхнеюрских до плейстоценовых, суммарной мощностью до 5000 м. В основании разреза залегает горизонт соли (средний — верхний оксфорд), перекрытый красноцветами (оксфорд — кимеридж) и известняками (титон — неоком). Отложения от апта до сантона присутствуют в разрезе только на отдельных участках, где представлены эва-

поритами альб-сеномана. Образования кампан-маастрихтского и кайнозойского возраста преимущественно глинистые, с прослоями и линзами песчаников и известняков.

Впадина Кампече-Юкатан характеризуется широким проявлением соляного диапиризма. Известны многочисленные диапировые купола и соляные гряды. Соляные штоки прорываются на поверхность или находятся на глубине до 3250 м.

Немногочисленные морские месторождения, одно из которых Санта-Ана, располагаются в сводах диапировых куполов и линейных складок. Залежи приурочены главным образом к песчаным линзам в миоцене, иногда к горизонтам песчаников в олигоцене и плиоцене, а также к трещиноватым известнякам верхнего мела.

Особенности геологического строения шельфа Мексиканского залива нашли отражение в значениях плотности разведанных и прогнозных запасов углеводородов. Суммарные разведанные запасы на северном шельфе составляют около 2 млрд. т условного топлива; прогнозные оцениваются в 8,63 млрд. т. Плотность разведанных запасов на площади в 65 тыс. км² около 30 тыс. т/км², прогнозных запасов в пределах всего шельфа (130 тыс. км²) — до 66 тыс. т/км². Средняя плотность разведанных запасов на западном шельфе около 70 тыс. т/км², а в контурах залежей от 2,3 млн. т/км² (Аренке) до 3,36 млн. т/км² (Голден Лейн).

Различия в значениях плотностей запасов определяются основными закономерностями размещения и формирования месторождений.

1. На северном шельфе, во впадине Галф-Кост, формирование многопластовых месторождений определяется наличием ряда горизонтов с высокими коллекторскими свойствами в отложениях палеодельты р. Миссисипи. Размещение месторождений по площади контролируется солянокупольной тектоникой.

2. На западном шельфе, во впадине Тампико-Тукспан, главенствующая роль также принадлежит литологическому фактору, поскольку залежи связаны главным образом с трещиноватыми коллекторами в рифовых массивах и горизонтах известняков.

3. Крупные месторождения приурочены преимущественно к рифовым массивам, тогда как в области широкого проявления солянокупольной тектоники происходит формирование главным образом мелких и средних скоплений.

Южный шельф Карибского моря

В Венесуэльском мегабассейне, в лагуне Маракайбо, являющейся элементом южного шельфа Карибского моря, находится одно из крупнейших морских нефтяных месторождений — Боли-

вар-Костл (начальные разведанные запасы 4—4,5 млрд. т), открытое более 50 лет назад. Месторождение многопластовое и состоит из большого числа залежей, накладывающихся в плане одна на другую. Условно оно подразделяется на отдельные эксплуатационные площади — Бачакеро, Кабимас, Лагунильяс, Сеута, Тиа Хуана, Лама. Кроме Боливара, в лагуне Маракаибо обнаружено еще три месторождения со значительно меньшими запасами. Суммарная добыча с начала эксплуатации составила 2,6 млрд. т, а в 1973 г. 130 млн. т, или более 30% общемировой морской добычи. Дебиты в скважинах весьма высокие — от 300—700 до 14 500 т/сут (рис. 15). Закономерности формирования месторождений в лагуне Маракаибо рассматривались в ряде работ (Калинко, 1969; Галавис, Лаудер, 1971; *Geology...*, 1970; Prieto, 1973; и др.).

Венесуэльский нефтегазоносный мегабассейн занимает большую часть площади одноименной глубоководной котловины Карибского моря, а также систему межгорных впадин в кайнозойских горных сооружениях Анд, открывающихся в сторону этой котловины. В пределах лагуны мегабассейн ограничен на востоке хр. Авес, а на западе хр. Беата. Область максимальной мощности осадочной толщи, достигающей 15 км, приурочена к южной окраине Венесуэльской глубоководной котловины и вытянута в субширотном направлении. Аналогичной ориентировкой обладает и ряд межгорных впадин на южном шельфе, сочлененных между собой кулисообразно. Мощность осадочной толщи в этих впадинах сокращена до 4,5 км. В одной из них (впадина Фалкон) на суше известно несколько малодобитных месторождений, а в ее морском продолжении в трех скважинах получены значительные притоки нефти.

Две наиболее крупные межгорные впадины — Венесуэльского залива и Маракаибо — ориентированы субмеридионально. Они торцеобразно сочленяются с аналогичными по природе впадинами, расположенными на шельфе. Мощность осадочной толщи в обеих указанных впадинах 10 км. Вторая из них, наибольшая по площади, является пока основным нефтедобывающим районом в Венесуэльском мегабассейне. В низах разреза осадочной толщи залегают красноцветы триаса — юры, распространенные спорадически; выше — мелководно-морские карбонатно-терригенные отложения мела, перекрытые терригенной молассой кайнозойского возраста. Мощность кайнозоя 4—5 км.

Месторождение Боливар приурочено к крутому восточному борту впадины Маракаибо, где мощность осадочной толщи сокращается вверх по восстанию от 8 до 4 км. На западе контур нефтегазоносности в залежах Маракаибо контролируется региональным разломом Икотэ. В разрезе месторождения насчитывается 325 нефтегазоносных пластов, находящихся в различных стратиграфических горизонтах, от верхнего мела до мио-

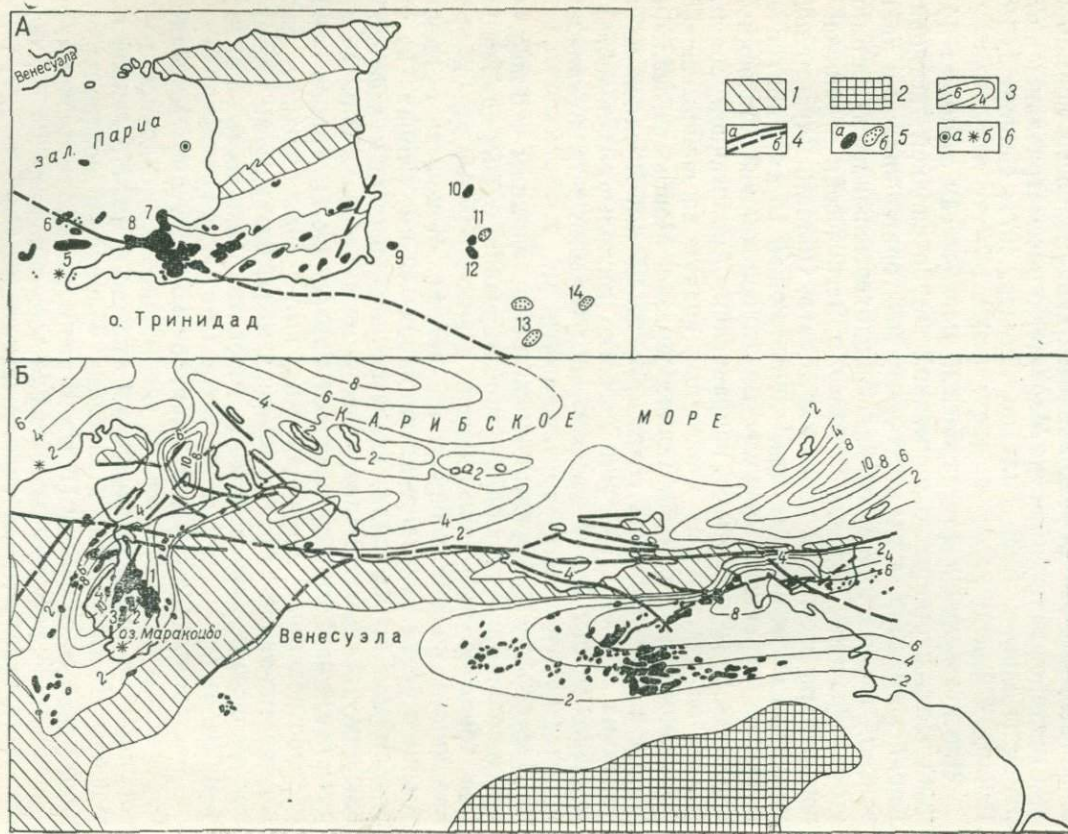


Рис. 15. Схема нефтегазоносности шельфа о. Тринидад (А) и лагуны Маракайбо (Б). Составил М. Е. Величко (1975 г.) по материалам С. Ноффа, П. Якобсена, Дж. Хармса, Х. Хиндса и др.

1 — складчатые области; 2 — Гвианский щит; 3 — изопакиты осадочной толщи (в км); 4 — разломы установленные (а), предполагаемые (б); 5 — месторождения нефтяные (а), газовые (б); 6 — скважины, давшие нефть (а) или газ (б).

Месторождения нефти и газа в акватории: 1 — Боливар-Косгл, 2 — Сентро, 3 — Ламар, 4 — Урданета, 5 — Солдадо, 6 — Норт-Марин, 7 — Брайтон, 8 — Пойнт-Фортин, 9 — Галеота, 10 — Оффшор Пойнт Радикс (ОПР), 11 — Саут ОПР, 12 — Тик (Радикс), 13 — Саут-Ист Галеота, 14 — Ист Куин Бич

цена. Коллектора трещиноватые, карбонатные и гранулярные песчаные. Однако наиболее продуктивные горизонты приурочены к песчаным пластам эоцена, характеризующимся пористостью до 30%. По типу залежи в основном литологические и тектонически экранированные. В известняках верхнего мела залежи массивные.

Средняя плотность запасов в лагуне Маракаибо составляет около 250 тыс. т/км². В контуре нефтегазоносности на месторождении Боливар плотность начальных разведанных запасов 2 млн. т/км².

Уникальное месторождение Боливар формировалось при сочетании следующих особенностей геологического строения: наличии тектонического и литологического экранов; присутствии в разрезе многочисленных горизонтов с хорошими коллекторскими свойствами; сокращении мощностей осадочной толщи вверх по восстанию слоев.

Шельф о. Тринидад

В Атлантическом океане на шельфе о. Тринидад к 1974 г. открыто девять месторождений. Среди них шесть нефтяных, два нефтегазовых и одно газовое. Самое крупное — Солдадо с запасами в 76 млн. т нефти. Добыча в 1974 г. составила 4,7 млн. т, а суммарная добыча с начала эксплуатации около 43 млн. т (см. рис. 15).

Закономерности размещения морских месторождений вблизи Тринидада рассматривались в немногих работах (Галавис, Лаудер, 1971; Harms, Hinds, 1971; Prieto, 1973).

Месторождения Тринидада как на острове, так и в океане сформировались в пределах Предандийского предгорного прогиба, который является одним из элементов строения Гвианского периокеанического мегабассейна. Региональная нефтегазоносность осадочной толщи, выполняющей этот прогиб, общеизвестна. В ее составе участвуют главным образом терригенные породы мелового и кайнозойского возраста, а также рифогенные известняки верхнего олигоцена. На эти отложения приходится подавляющая часть разреза, мощность которого свыше 10 км.

Морские месторождения образуют две группы: западную, приуроченную к зал. Париа, и восточную, находящуюся в акваториальном продолжении дельты р. Ориноко.

В западной группе наиболее крупные месторождения приурочены к приразломным антиклинальным структурам, сформировавшимся вдоль крупного тектонического нарушения — сбросо-сдвига Лос-Баджос. Под водами зал. Париа находится большая часть месторождения Брайтон и часть месторождения Пойнт-Фортин. Собственно в акватории находится самое крупное в этой группе нефтяное месторождение Солдадо. Структура

Солдадо восток-северо-восточного — запад-юго-западного простирания представляет собой симметричную антиклиналь размерами 18×11 км, нарушенную разломами (сброс Лос-Баджос, Солдадо и др.). На месторождении вскрыты отложения от мела до современных. Добыча ведется из песчаных горизонтов в миоцене. Продуктивный горизонт состоит из переслаивания песков и глин при общей их мощности в 78 м. Пески тонкозернистые с прослоями угля, иногда карбонатные, напоминающие дельтовые отложения. Коллекторские свойства весьма изменчивы как по разрезу, так и по латерали. Пористость изменяется от 23 до 34%, средняя — 27%, средняя водонасыщенность 24%, проницаемость 5—75, местами 150—2000 мД. Начальные притоки до 200 т/сут, в среднем — 40 т/сут. В принципе, в этой группе нефтеносны также песчаники олигоценового и мелового возраста. Однако пласты не обладают хорошими коллекторскими свойствами, а притоки незначительны.

Восточную группу представляют несколько месторождений, в том числе нефтяные (Тик Радикс, Ист Куин Бич, Галеота и др.), газовые (Саут-Ист Галеота) и газоконденсатные (Оффшор Пойнт Радикс). Продуктивны также песчаники миоцена. Глубина залегания песчаных горизонтов от 120—900 м (Галеота) до 1500—2135 м (Радикс). Общая нефтенасыщенная мощность часто превышает 100 м. Дебиты скважин до 958 т/сут нефти (Радикс) и до 336 тыс. м³/сут газа. Все месторождения многопластовые. Залежи сводовые, тектонически экранированные, а также литологические и стратиграфические.

Суммарные разведанные запасы в зал. Париа по состоянию на 1.1 1974 г. на площади около 5,8 тыс. км² составляют 75,3 млн. т, что отвечает средней плотности в 13 тыс. т/км². При этом в контурах выявленных залежей плотность увеличивается до 200 тыс. т/км².

На восточном шельфе о. Тринидад уровень начальных разведанных запасов около 20 млн. т. Средняя плотность разведанных запасов на площади 500 км², тяготеющей к обнаруженным месторождениям, достигает 52 тыс. т/км².

Закономерности формирования и размещения месторождений на шельфе о. Тринидад характеризуются следующими основными особенностями.

1. Приуроченностью наиболее крупных месторождений как в океане (Солдадо), так и на суше (Форест-Резерв, Пойнт-Фортин и др.) к зоне крупного регионального разлома — сбросо-сдвига Лос-Баджос.

2. Формированием залежей в зонах палеодельт, прежде всего р. Ориноко, характеризующихся литологической и фациальной изменчивостью осадков по разрезу и латерали.

3. Значительной по масштабам промышленной нефтегазоспособностью отложений миоценового возраста.

Основные выводы

Приведенные материалы свидетельствуют о ряде важных закономерностей формирования и размещения месторождений углеводородов в Мировом океане. Эти закономерности условно могут быть подразделены на глобальные, региональные и частные.

Глобальные закономерности определяются распространением, как минимум, на 20% площади Мирового океана осадочных бассейнов, выполненных мощной толщей консолидированных пород. Бассейны охватывают не только шельф и континентальный склон, но во многих случаях прилегающие участки континентов и островов, а также глубоководных котловин. В соответствии с тектонической позицией и историей формирования потенциально нефтегазоносной толщи они объединяются в главные пояса нефтегазообразования и нефтегазонакопления (ГПН) четырех типов: эпигеосинклинальные, внутрискладчатые, перикратонные (краевые), периокеанические.

Региональные закономерности контролируются различиями в тектонической и историко-геологической обстановках нефтегазонакопления, установленными не только в ГПН разного типа, но и одного типа, но протягивающимися в иных сегментах Земли. Например, между Средиземноморскими и Тихоокеанским перикратонными ГПН или Индоокеанским и Атлантическими периокеаническими ГПН. Эти различия определяются набором, формационным составом и стратиграфическим диапазоном нефтегазоносных этажей, значение которых для процессов нефтегазонакопления особенно очевидно на примере Северного моря. Выделение нефтегазоносных этажей в каждом из осадочных бассейнов, образующих ГПН, изучение их распространения по площади, формационного состава, специфики нефтегазоносности является одним из важнейших направлений дальнейших исследований в области морской геологии нефти и газа.

Частные закономерности характеризуют особенности размещения скоплений углеводородов в пределах отдельного осадочного бассейна, и соответственно, доказанные и вероятные плотности запасов. Именно они и являются предметом основного рассмотрения в данной монографии. Частные закономерности в сочетании с глобальными и региональными не только предоставляют возможность наметить критерии выбора направлений поисков крупных скоплений углеводородов, но и прогнозировать распределение плотностей запасов в подводных частях малоизученных осадочных бассейнов.

Частные закономерности, выявленные в различных районах шельфа Мирового океана, прежде всего обнаруживают два важных обстоятельства. Первое из них заключается в том, что среди широкого круга этих закономерностей, за одним исклю-

чением, не существует неизвестных ранее геологической науке. Это и вполне понятно, поскольку в данный период морские месторождения разведываются почти всегда в непосредственной близости с береговой линией. Специфика формирования скоплений нефти и газа в морях заключается в весьма полном сочетании всех благоприятных предпосылок и наличии лучших, по сравнению с многими нефтегазоносными районами континентов, условий для сохранности залежей.

Второе обстоятельство сводится к тому, что частные закономерности в отдельности или в сочетании относятся к двум категориям. Одна из этих категорий проявляется не только в осадочных бассейнах определенного ГПН, но даже и в осадочных бассейнах ГПН различных типов. Следовательно, эта категория закономерностей размещения месторождений оказывается идентичной региональным закономерностям. Вторая категория присуща только отдельным осадочным бассейнам и экстраполироваться на соответствующий ГПН на данной стадии изученности может лишь с особой осторожностью.

В категорию региональных закономерностей прежде всего должна быть включена связь крупных скоплений углеводородов с рифтогенными прогибами, доказанная на примерах Северного моря, Мексиканского залива, шельфа Гипсленд. В аналогичных условиях находятся месторождения Красного моря, шельфа Гвинейского залива, Западной Австралии, морского продолжения грабена Сержипе-Алагос на Южно-Американской платформе и некоторых других районов Мирового океана, не рассмотренных в данной работе. Эта связь и представляет собой указанное выше исключение.

На континентах с рифтами связаны месторождения Днепро-Донецкого грабена, юга Рязано-Саратовского прогиба, прогиба Вичита на Северо-Американской платформе и ряда других структурных элементов. Однако связь зон нефтегазонакопления, в большинстве случаев крупных, с рифтогенными прогибами, генетическая сущность которой пока может быть намечена только в первом приближении, отчетливо выяснилась только на примере месторождений шельфа. Это и понятно, поскольку именно здесь они находятся в наиболее мобильных частях литосферы Земли, испытавших в процессе эволюции существенные горизонтальные деформации.

Пока очевидно лишь, что вдоль рифтогенных прогибов протягиваются палеодельты, выполненные осадочным комплексом, содержащим как коллекторские пласты и пачки с хорошими физическими свойствами, так и глинистые толщи, обеспечивающие сохранность залежи. В этом плане выводы Н. И. Марковского (1973) о приуроченности крупных зон нефтегазонакопления к руслам палеорек, прибрежным барам, а также другим близким по генезису палеогеографическим объектам на примере рассмотренных бассейнов получают полное подтверждение.

К региональным закономерностям относится и наличие краевых прогибов в каждом из осадочных бассейнов, образующих перикратонные ГПН. Особенности нефтегазонакопления в краевых прогибах и их роли в общем балансе нефтегазовых ресурсов Земли была посвящена работа М. И. Варенцова с соавторами (Проблемы..., 1973). Анализ закономерностей размещения месторождений нефти и газа на западном шельфе Японии, шельфах Индосинийско-Яванского региона, в Персидском заливе и Северном море не только подтверждает основные положения указанной работы, но и свидетельствует о том, что потенциальные ресурсы краевых прогибов в пределах Мирового океана пока еще почти не освоены.

Крупные зоны нефтегазонакопления и отдельные месторождения в Мировом океане, так же как и на континентах, закономерно располагаются вдоль приразломных поднятий, вызывающих сокращение мощности коллекторских горизонтов вверх по восстанию слоев. К поисковым признакам таких зон следует отнести их расположение на склонах или в осевых частях крупных впадин, наличие в разрезе регионально выдержанных коллекторских пластов, а также присутствие протяженных нарушений, создающих тектонический экран на пути миграции углеводородов.

Палеогеографические особенности многих седиментационных бассейнов древних эпох, скрытых ныне под водами Мирового океана, были таковыми, что создавали наиболее благоприятные условия для роста рифовых массивов, что имело место в Мексиканском и Персидском заливах, Северном море и ряде других случаев. Эти условия не характерны лишь для Тихоокеанских эпигеосинклинального и внутрискладчатого ГПН. Во втором из указанных ГПН рифовые массивы представляют собой скорее исключение, чем правило. Связь крупных месторождений с рифовыми массивами рассматривалась М. М. Грачевским и др. (Корреляция..., 1969), Н. И. Марковским (1973) и др. Выводы этих исследователей подтверждаются. Наиболее крупные скопления тяготеют к тем из рифовых массивов, которые располагаются на пересечении разломов различных простираций.

К региональным закономерностям относится и повышенный масштаб нефтегазонаосности миоцен-плиоценового комплекса.

Еще одной особенностью формирования залежей в Мировом океане является их приуроченность к формациям не только мелководно-морского, но также континентального, осадочно-вулканогенного и вулканогенного генезиса. Поскольку в Мировом океане развита не осадочная, а по существу осадочно-вулканогенная толща, комплексное изучение ее нефтегазонаосности относится к одному из важнейших направлений дальнейших исследований.

В соответствии с комплексом основных закономерностей формирования и размещения залежей нефти и газа находятся значения плотности запасов углеводородов на шельфах осадочных бассейнов, входящих в состав ГПН различного типа (табл. 7). Наиболее высокие плотности разведанных и прогнозных запасов устанавливаются для перикратонных ГПН. Они колеблются соответственно от 30—70 до 580 тыс. т/км² и от 50

Таблица 7

Плотность запасов углеводородов на шельфах зарубежных стран

Регион	Плотность запасов, тыс. т/км ²		
	В контуре залежей	Разведанных	Прогнозных геологических
Калифорния	670—800	100—200	32
Залив Кука		20—30	6
Западный шельф Хонсю			5—50
Индонезийско-Яванский			25
Западный шельф Калимантана		27	
Северный шельф Явы		9,3	
Восточный шельф Калимантана		10	
Австралия			
Гипсленд		80	13
Северо-Западный шельф		130	20
Персидский залив		85	135
Северная группа месторождений		580	
Южная группа месторождений		100	
Северное море			50
Центрально-Североморский грабен		40	
Большой Нидерландский грабен		33	
Мексиканский залив			
Северный шельф		30	66
Западный шельф	2300—3300	~70	
Лагуна Маракаибо	2000	250	
Тринидад		13—52	
Гвинейский		25	6,6—66

до 135 тыс. т/км². Близкими оказываются их величины в отдельных внутрискладчатых осадочных бассейнах, достигающие для разведанных запасов 250 тыс. т/км². В эпигеосинклинальных осадочных бассейнах значения прогнозных запасов изменяются от 6 до 32 тыс. т/км², а разведанных — возрастают на отдельных участках до 100—200 тыс. т/км². Для суждения о плотности запасов в периокеанических ГПН данных пока недостаточно. Тем не менее, плотность прогнозных запасов здесь может, очевидно, изменяться от 13 до 52 тыс. т/км², а разведанных может достигать 80—130 тыс. т/км².

Месторождения нефти и газа в Мировом океане отличаются не только значительными запасами и высокими дебитами в скважинах, но во многих случаях и аномально высокими пла-

стовыми давлениями, превышающими гидростатические в полтора—два раза. Эту особенность морских залежей следует обязательно учитывать при проведении поисково-разведочного бурения на континентальном шельфе СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К РАЗДЕЛУ II

- Бакиров А. А. Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. М., «Недра», 1973. 342 с.
- Галавис Д. А., Лаудер Л. В. Предварительный анализ геоморфологических, геологических и геофизических данных по континентальному шельфу и склону северной части Южной Америки.—Сб. докладов на VIII мировом нефтяном конгрессе.—В кн.: Геологические и технические аспекты разведки на нефть и газ в условиях континентальных шельфов. М., Внешторгиздат, 1971, с. 79—105.
- Геодакян А. А., Троицук В. Я., Ульмишек Г. Ф. Геолого-геохимические аспекты оценки перспектив нефтегазоносности акваторий.—«Советская геология», 1972, № 10, с. 3—13.
- Еременко Н. А., Алиханов Э. Н. Перспективы нефтегазоносности шельфов морей СССР.—В кн.: Геологические и технические аспекты на нефть и газ в условиях континентальных шельфов. Дискуссионный симпозиум 2. М., 1971, с. 106—125.
- Зорина Ю. Г., Левин Л. Э. Татарско-Япономорский нефтегазоносный мегабассейн.—В кн.: Минеральные ресурсы Мирового океана. Л., «Недра», 1974, с. 167—182.
- Калинин Н. А., Родникова Р. Д., Афанасьева М. М. Нефть и газ на шельфах Австралии и Океании. М., ВИЭМС, 1973. 38 с.
- Калинко М. К. Нефтегазоносные акватории мира. ЦНИИТЭнефтегаз, 1964. 86 с.
- Корреляция радиофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., «Недра», 1969. 299 с. Авт.: М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовской, Г. Ф. Ульмишек.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. 368 с.
- Левин Л. Э. Перспективы нефтегазоносности шельфа Мирового океана.—В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975, с. 233—239.
- Левин Л. Э. Некоторые черты истории формирования осадочной толщи и нефтегазоносности впадин Северного и Черного морей.—В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., «Наука», 1976, с. 36—42.
- Левин Л. Э., Фельдман С. Л. Историко-геологическая обстановка нефтегазоаккумуляции во впадинах Балтийского и Северного морей.—В кн.: Минеральные ресурсы Мирового океана. Л., «Недра», 1974, с. 60—111.
- Марковский Н. И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа. М., «Недра», 1973. 304 с.
- Набетани С., Хушиока К. Распространение зон высокого давления в нефтяных месторождениях А킃та (Япония).—«Сэкию гидрацу кёкайси», 1973, vol. 38, № 12, p. 79—86.
- Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965. 589 с. Авт.: И. О. Брод, В. Г. Васильев, И. В. Высоцкий и др.
- Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М., «Недра», 1973. 232 с. Авт.: М. И. Варенцов, С. М. Дорошко, И. К. Королук и др.
- Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского тектонического кольца.—«Геотектоника», 1965, № 1, с. 3—12.
- Рябухин Г. Е., Алиева Е. Р. О нефтегазоносности Кувейта. (Обзоры зарубежной литературы. Серия «Нефтегазовая геология и геофизика»). М., ВНИИОЭНГ, 1970. 59 с.
- Селицкий А. Г., Зверева О. В. Нефтегазоносные бассейны Ближнего Востока.—«Изв. вузов. Геол. и разведка», 1972, с. 99—111.

Успенская Н. Ю., Таусон Н. Н. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1972. 294 с.

Хаин В. Е. Главные пояса нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции Земли.—«Вести. МГУ», 1970, № 1, с. 66—71.

Ben Avraham Z., Emery K. O. Structural framework of shelf.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1973, vol. 57, N 12, p. 2323—2366.

Blasko D. P. Oilfields and crude oil characteristics. Cook Inlet basin, Alaska.—Bureau of mines rept. invest., 1972, N 7688. 44 p.

Brunstrom R. G. W., Walmsley P. I. Permain evaporites in North Sea Basin.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1969, vol. 53, N 4, p. 870—883.

Bungener M. J. A. Le champ de gas de Groningen.—«Rev. Assoc. Franc. Techn. Petrole», 1969, N 196, p. 19—32.

Calderwood K., Fackler W. Proposed stratigraphic nomenclature for Kenai group, Cook Inlet basin, Alaska.—«Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1972, vol. 56, N 4, p. 739—754.

Cooper B., Gaskell T. North Sea oil—the great gamble. London, 1966, repr.

Crank K. A. Geology of the Barrow Island oilfield.—«APEA Journal», 1973, vol. 13, pt. 1, p. 49—57.

Cronen A. D. Well specing in North Sea gas fields.—«Journ. Inst. Petrol.», 1969, vol. 55, N 543, p. 141—152.

Curren I. F., Kempton B. H., Herron R. S. Geology, oil fields and future petroleum potential of Santa Barbara Channel area, California.—«Future petroleum provinces of the United States—their geology and potential», Tulsa, Oklahoma, USA, 1971, p. 192—212.

Deep Sea drilling into the Challenger Knoll central Gulf of Mexico.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1969, 53, N 7, p. 1333—1347. Aut.: C. Burk, M. Ewing, I. Worzel e. a.

Dewhurst J. D. Exploration of the continental shelf of north—west Australia.—«Petroleum Review.» 1973, N 27, p. 14—22.

Dunn W. W., Eha S., Heikkila H. H. North Sea is a tough theater for the oil—hungry industry to explore.—«Oil and Gas J.», 1973, vol. 71, N 2, pt. 1, p. 122, 127—128, N 3, pt. 2, p. 90—93.

Emery K. O. Oceanographic factors in accumulation of petroleum.—Sixth Word Petrol. Congr., Frankfurt/M., Sec. 1, Paper 42, 1963.

Enos P. Reefs, platforms and basin of middle Cretaceous in Northeast Mexico.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1974, vol. 58, N 5, p. 800—809.

Ewing M. Earth's crust below the Oceans and in Continents.—«Trans. Amer. Geoph. Un.», 1960, vol 41, N 2, p. 172—173.

Geology og giant petroleum fields. Ed. M. T. Halbouty. Tulsa, U. S., 1970, 440 p.

Griffith B. R., Hodson E. E. Offshore Gippsland basin fields.—«APEA Journal», 1971, vol 11, N 1, p. 85—89.

Hail N. Geomorphology and geology of the northern part of the Sunda shelf and its place in the Suada orogene.—«Pacific Geology», 1973, N 6, p. 73—81.

Harding T. P. Petroleum traps associated with wrench faults.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1974, vol. 58, N 7, p. 1290—1304.

Harms J. E., Hinds H. C. Offshore hydrocarbon development in Trinidad and Tobago.—In: Interregional seminar on the development of the mineral resources of the continental shelf. Port—of—Spain, (Trinidad and Tobago, United Nation), 1971. 112 p.

Hedberg H. D. Continental margins from viewpoint of the petroleum geologist.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, N 1, p. 1—43.

Hocking I. B. Geologic evolution and hydrocarbon habitat Gippsland basin.—«APEA Journal», 1972, vol. 12, N 1, p. 132—137.

Isaks B., Oliwer D., Saiks L. Seismology and the new global tectonics.—«Journ. Geophys. Res.», 1968, vol. 73, N 18, p. 5855—5899.

James E. A., Evans P. R. The stratigraphy of the offshore Gippsland basin.—«APEA Journal», 1971, vol. 11, N 1, p. 71—74.

Johnson H. A., Bredeson D. H. Structural development of some shallow salt domes in Louisiana miocene productive belt.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1971, vol. 55, N 2, p. 204—226.

Kamen-Kaye M. Geology and productivity of Persian Gulf synclinorium.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, N 12, p. 2371—2394.

Kawai K. Abnormal fluid pressures in oil and gas fields.—«Mar. Sci. Mon.», 1973, vol. 5, N 7, p. 37—44.

Kent P. W., Walmsley P. J. North Sea progress.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1970, vol. 54, N 1, p. 168—181.

King R. E. North Sea geology favors more giant gas/oil finds.—«World oil», 1972, vol. 175, N 4, p. 35—39.

Kirschner C., Lyon C. Stratigraphic and tectonic development of Cook Inlet petroleum province.—«Arct. Geol. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.», 1973, N 19, p. 376—407.

Koesoemadinata R. P. Outline of geologic occurrence of oil in Tertiary basins of West Indonesia.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1969, vol. 53, N 11, p. 34—37.

Kujiraoka A. Volcanic activity and its influence on the migration and accumulation of oil and gas in the Nagaoka plain, Japan.—«Mineral Resour. Develop. Ser. UM», 1967, N 26/1, p. 262—275.

Magara K. Compaction and migration of fluids in miocene mudstone, Nagaoka plain, Japan.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1968, vol. 52, N 12, p. 2466—2501.

Marton G. Depositional history: key to Frio exploration.—«Oil and Gas J.», 1970, vol. 68, N 2, p. 98—106.

Mason J. F., Moore Q. M. Petroleum developments in Middle East countries in 1971.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, vol. 56, N 9, p. 1793—1819.

Oceanographic factors on accumulation of petroleum framework of continental margin in South China Sea.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1971, vol. 55, N 5, p. 723—751. Aut.: M. L. Parke, K. O. Emery, R. Szymakiewicz, L. M. Reynolds.

Pliocene and Pleistocene depocenters, outer continental shelf, Louisiana and Texas.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1973, vol. 57, N 12, p. 2428—2439. Aut.: H. O. Woodbury, I. B. Murray, P. A. Picford, W. H. Akera.

Powell L. C., Woodbury H. O. Possible future petroleum potential of pleistocene, Western Gulf Basin.—«Future petroleum provinces of the United States—their geology and potential», 1971, Tulsa, Oklahoma, USA, p. 813—824.

Prieto V. G. Cobra brio la actividad de perforation en aguas de Mexico y de Sudamerica.—«Petrol. Petroquim. int.», 1973, vol. 31, N 12, p. 46—51.

Rehm W. What the drilling man should know about the origin and prediction of formation pressures Pt. I.—«Oil and Gas International», 1969, vol. 9, N 3, p. 32—39.

Attaka still largest Indonesian offshore field.—«Oil and Gas J.», 1973, vol. 72, N 50, p. 79—82. Aut.: G. M. Schwartz, G. H. Laughlum, L. D. Armstrong, B. S. Samsu.

Seismic reflection measurements of northwest Australian margin and adjacent deeps.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1974, 58/g, p. 1731—1750. Aut.: J. J. Veevers, D. A. Falvey, L. V. Hawkins, W. J. Ludwig.

Soeparjadi R. A., Slocum R. C. Vast geologic basins attract Indonesian oil exploration.—«World Oil», 1973, vol. 177, N 2, p. 35—38; N 4, p. 55—58.

Thomeer J. H. M. Ursacken und bohrtechnische Auswirkungen von abnorm hohen Lagerstättendrücken mit besonderer Berackechtungung des norddeutschen Zechsteins.—«Erdol und Kohlo», 1961, N 5, p. 335—336.

Todd D. F., Pulunggono A. Wildcatters score in Indonesia.—«Oil and Gas J.», 1971, vol. 69, N 24, p. 104—110.

Vidrine L. O. Production potential of deep miocene rocks in Southeastern Louisiana.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1973, vol. 55, N 2, p. 227—240.

Viniestra F. O. Age and evolution of salt basins of Southeastern Mexico.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1971, vol. 55, N 3, p. 478—494.

РАЗДЕЛ III.
**ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
МИРОВОГО ОКЕАНА**

В настоящем разделе вначале рассматриваются общие вопросы, относящиеся к проблемам образования и размещения твердых полезных ископаемых в системе океанических и морских впадин, а затем приводится систематическая характеристика полезных ископаемых и некоторых месторождений и рудопроявлений. Порайонный принцип изложения еще не может быть принят для характеристики твердых полезных ископаемых в океане, поскольку выявленные рудопроявления малочисленны. К тому же удобнее рассмотреть особенности тех или иных видов минеральных образований по генетическому принципу.

К настоящему времени накопилась обширная информация об исследованиях дна Мирового океана в отношении устройства его рельефа, типов и распространения осадков и изверженных пород, строения океанической коры, тектоники, вулканизма и других геологических процессов и характеристик. Гораздо меньше поступает новых материалов о минерагенезе в океане. Выявленные виды минеральных образований немногочисленны, и число их увеличивается очень медленно.

Скудность сведений о минерагенезе в океане объясняется, с одной стороны, недостаточной изученностью океанического дна. С другой стороны, исследования геологических процессов в океанической среде и те редкие исследования, которые проведены на полигонах в различных океанах и морях, показывают, что в океане отсутствуют многие геологические условия образования минеральных концентраций, существующие на суше и в толще континентальной земной коры. Этому обстоятельству должно быть придано должное значение при оценке возможностей океанического минерагенеза. Этим, вероятно, отчасти объясняется сравнительная немногочисленность видов минеральных образований, известных в океане.

В настоящее время еще не выявлены хотя бы главнейшие перспективные виды минеральных концентраций на дне и в толще осадков и пород океанической коры. Число известных видов минеральных образований в океане, хотя и медленно, все же увеличивается. За последнее десятилетие обнаружены гидротермально-осадочные руды в рифтовой депрессии Красного моря, во всех океанах (кроме Северного Ледовитого) установлено проявление гидротермальной минерализации в некоторых изверженных и метаморфизованных породах океанического дна,

открыты глубоководные фосфориты на дне Тихого океана... Эти примеры показывают, что поиск дает результаты, иногда неожиданные. Возможно, в дальнейшем в океане будут обнаружены новые виды минеральных образований, не похожие на залегающие в континентальных месторождениях полезных ископаемых. Эти новые виды нужно еще уметь распознать.

Как и всякие используемые человеком природные продукты, минеральные образования в океане требуется как-то классифицировать. Это необходимо для удобства обозначения их в научной и производственной практике, для лучшего понимания их происхождения и свойств, для сопоставления с полезными ископаемыми, развитыми на суше, для обоснованного направления поисковых работ и др. Такие классификации (группировки) были выдвинуты как за рубежом, так и в Советском Союзе.

Одна из первых группировок минеральных ресурсов моря была предложена американским геологом Дж. Л. Мери (Mero, 1965). Она основана на возможности разработки минеральных ресурсов в определенных областях океана с применением единой для каждой области технологии. Автором выделяются полезные ископаемые морских побережий, шельфов, глубоководных областей, коренных пород подводных окраин континентов и растворенные в морской воде.

Ф. Буисс и Р. Хорн (Bouisse, Horn, 1968) подразделяют типы морских месторождений на три группы: 1) морская вода с растворенными в ней веществами; 2) подводный субстрат погруженных материковых окраин; 3) неуплотненные отложения, залегающие на поверхности дна от берегов до глубин открытого океана.

Руководитель специальной исследовательской группы Горного бюро Геологической службы США М. Дж. Круикшенк в докладе, представленном на ежегодной американской океанографической конференции в 1969 г. (Cruickshank, 1969), приводит аналогичную группировку подводных минеральных накоплений (табл. 8).

Приведенные группировки являются скорее технологическими, чем геологическими, поскольку основным принципом группировок служит физическое состояние вещества и место его залегания, предопределяющие способ возможной разработки. Подобные группировки приводятся и до сих пор.

Недостаточность их для геологического анализа ощущается наиболее ясно при попытках районирования океанического дна по распределению в его пределах полезных ископаемых или при составлении прогноза на подводные месторождения. Необходимо в подобной группировке отводить большую роль генетической стороне, а также условиям локализации месторождений. Учитывая эти обстоятельства, была предложена следующая группировка минеральных ресурсов в океанической среде.

1. Вещества, растворенные в морской воде.
2. Минеральные скопления любого генезиса, залегающие в недрах подводной окраины материков, не связанные по происхождению с современной деятельностью моря. В этой группе могут быть любые виды полезных ископаемых, свойственные коре континентального типа.

Таблица 8

Подводные минеральные отложения. По М. Дж. Круикшенку
(Cruickshank, 1969)

Элементы, растворенные в морской воде, и жидкие	Неконсолидированные	
	Поверхностные	Погребенные
Mg K Ca Na Br Sr B U и еще 30 элементов Пресная вода Дейтерий	Мелководные, пляжевые и прибрежные россыпи Кварцевые пески Песок, гравий Рыхлые известковые отложения (ракушечники, илы) Аутигенные: Fe-Mn конкреции Фосфориты Глауконит Глубоководные илы	Погребенные россыпи различного первичного генезиса

Продолжение табл. 8

Элементы, растворенные в морской воде, и жидкие	Консолидированные	
	Поверхностные	Погребенные
Mg K Ca Na Br Sr B U и еще 30 элементов Пресная вода Дейтерий	Обнажающиеся стратифицированные месторождения Уголь Известняк Бурый железняк Аутигенные: Покровы окислов марганца Корки фосфоритов	Вкрапленные, жильные и пластовые залежи Уголь Железо Олово Золото Сера Сульфиды цветных металлов Соли

3. Обломочные — терригенные отложения на берегах и в прибрежном мелководье; в эту группу входят россыпи и другие накопления однородного обломочного материала, образовавшиеся под воздействием движений водной среды.

4. Аутигенные образования на поверхности дна и в поверх-

ночном слое осадков на шельфе, континентальном склоне и абиссальном дне. К этой группе относятся соли, фосфориты, железо-марганцевые конкреции, глауконит, баритовые стяжения, цеолиты и другие виды хемогенных образований, а также биогенные накопления ракушечника, кораллов, органических илов и др.

5. Эндогенные образования в коре океанического типа. Эта группа является наименее изученной; предположительно она включает магматические и гидротермальные образования.

6. Вулканогенно-осадочные, в том числе гидротермально- и эксгальционно-осадочные отложения, свойственные рифтовым зонам, вулканическим областям дна, возможно некоторым зонам глубинных разломов океанической коры.

Невыдержанность генетического принципа в этой группировке, обусловленная включением в нее первых двух групп, оправдывается тем, что все группы минеральных образований залегают под уровнем моря. Это обстоятельство и служит объединяющим звеном.

Изученность видов минеральных образований и процессов минерагенеза в океанической среде еще недостаточна для более или менее полного представления о возможных минеральных ресурсах океанического дна. Однако анализ геологических условий в океанической среде — условий, которые разрешают или исключают определенные процессы минерагенеза — позволяет обосновать предварительные представления как о возможностях минерагенеза в океанической среде, так и о вероятном распределении минеральных образований в пределах океанических и морских впадин. Анализ геологических условий требует также проведения районирования океанического дна по площадям, в пределах которых те или иные условия возможны. Таким образом, намеченный путь должен привести к обоснованию предварительного прогноза на возможные виды и распределение минеральных образований в океане и, тем самым, к обоснованию выбора площадей для исследовательских и поисковых работ, т. е. к районированию океанического дна для целей прогноза на определенные виды минерального сырья.

Такой путь не нов. Именно по этому направлению развивалась геология полезных ископаемых на континентах, когда потребовалось научно обосновать перспективы поисков минерального сырья, провести районирование территорий для выбора объектов геологоразведочных работ. Наиболее показательны успехи такого направления в Советском Союзе. За сравнительно короткий исторический срок в СССР было разработано научно обоснованное представление о видах и территориальном размещении минеральных ресурсов. В основу был положен «...региональный анализ закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых, обусловленных геологической историей образования крупных тектонических элементов земной

коры» (Смирнов, 1976, с. 18). Конкретные успехи геологии полезных ископаемых в виде выявления месторождений минерального сырья в СССР были достигнуты на основе развития регионального направления в учении о полезных ископаемых. На этом этапе (выявление месторождений) решающую роль имело внедрение метода геологической съемки на перспективных площадях, выделенных на основе региональных исследований, нередко кабинетных.

В «океанической» геологии полезных ископаемых время метода геологической съемки как основного метода поисков еще не настало. Современный этап становления науки о минеральных ресурсах океанического дна требует проведения регионального анализа, который должен выявить перспективы океана в отношении полезных ископаемых. Региональный анализ должен также показать, какие площади океанического дна являются первоочередными для исследований на определенные виды минеральных образований.

Геология полезных ископаемых в ее современном виде представляет науку, возникшую и развивавшуюся целиком на континентах. Объекты, с которыми имеет дело эта наука — от провинций и бассейнов до месторождений и собственно полезных ископаемых — образовались и локализовались в земной коре континентального типа. Единственным исключением, может быть, являются месторождения, связанные с офиолитовой формацией, которую в настоящее время многие геологи склонны относить к реликтам формаций океанической коры. Но офиолитовая формация развивается в геосинклинали и, следовательно, уже выведена из собственно океанической стадии развития. Что же касается последней, то никакие геологические образования древних океанов, в том числе и полезные ископаемые, не могли, по-видимому, сохраниться на континентах, войдя в структуру континентальной коры (Pereira, Dixon; и др.) «Океаническая» геология полезных ископаемых существенно отличается от «континентальной» геологии. Прежде всего в океане мы не встречаемся с теми тектоническими структурами и формациями пород, которые развиты на континентах и контролируют эндогенный и экзогенный минерагенез. В океане не происходят многие гипергенные процессы, наблюдаемые на континентах и представляющие собой рудообразующие процессы. Наконец, «океаническая» геология полезных ископаемых ограничена, по-видимому, сравнительно небольшим временным интервалом, в то время как континентальные месторождения формировались и сохранились с раннего докембрия. Таковы главные отличия «океанической» геологии полезных ископаемых от «континентальной».

Вместе с тем оба эти направления геологической науки являются частью общего раздела — геологии полезных ископаемых, учения о минеральных ресурсах земной коры. «Океани-

ческая» геология полезных ископаемых должна занять свое место в начальной части этого учения. Таким образом будет заполнен существующий в геологии пробел, относящийся к закономерностям образования и размещения полезных ископаемых в области океанического дна.

Глава 7.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ РУДОНОСНОСТИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН

Фактическая основа, использованная в настоящей главе, получена из многочисленных публикаций в отечественной и зарубежной научной периодике и ряда монографических работ (Леонтьев, 1968; Новые данные..., 1973; Пушаровский, 1972; Лисицын, 1974; и др.). Большинство этих работ широко известны. Однако остается еще обширная область догадок и предположений, основывающихся на косвенных данных, поэтому в ряде приведенных ниже положений остается элемент умозрительности (Величко, 1971).

Районирование дна Мирового океана для обоснования геологических предпосылок рудообразования

Геологические предпосылки рудоносности океанических впадин могут быть выявлены анализом тех геологических условий, которые установлены в различных областях океана. Такие области в данном случае удобно называть провинциями, как это общеупотребительно при металлогеническом районировании суши, не придавая, однако, этому термину такой же определенности. Для выделения областей океанического дна, характеризующихся сколько-нибудь проявленной минерализацией, необходимо провести районирование Мирового океана, причем за основу следует принять морфотектоническое районирование, объективно отражающее структуру океанических впадин.

В последние годы во многих работах по проблеме рудоносности океанического дна за основу районирования принимается концепция тектоники плит, и все виды рудопроявлений в земной коре увязываются с этой геотектонической гипотезой (Petrascheck, 1968; Rona, 1973; Tarling, 1973; Solomon, 1974; и др.). Однако безоговорочно принять гипотезу литосферных плит в том виде, в каком она распространена в настоящее время, здесь невозможно, поскольку в ней содержатся противоречия или неоднозначные толкования основных явлений.

Вряд ли правильно усматривать непрерывный процесс генерации рудных залежей в осевой зоне внутриокеанических по-

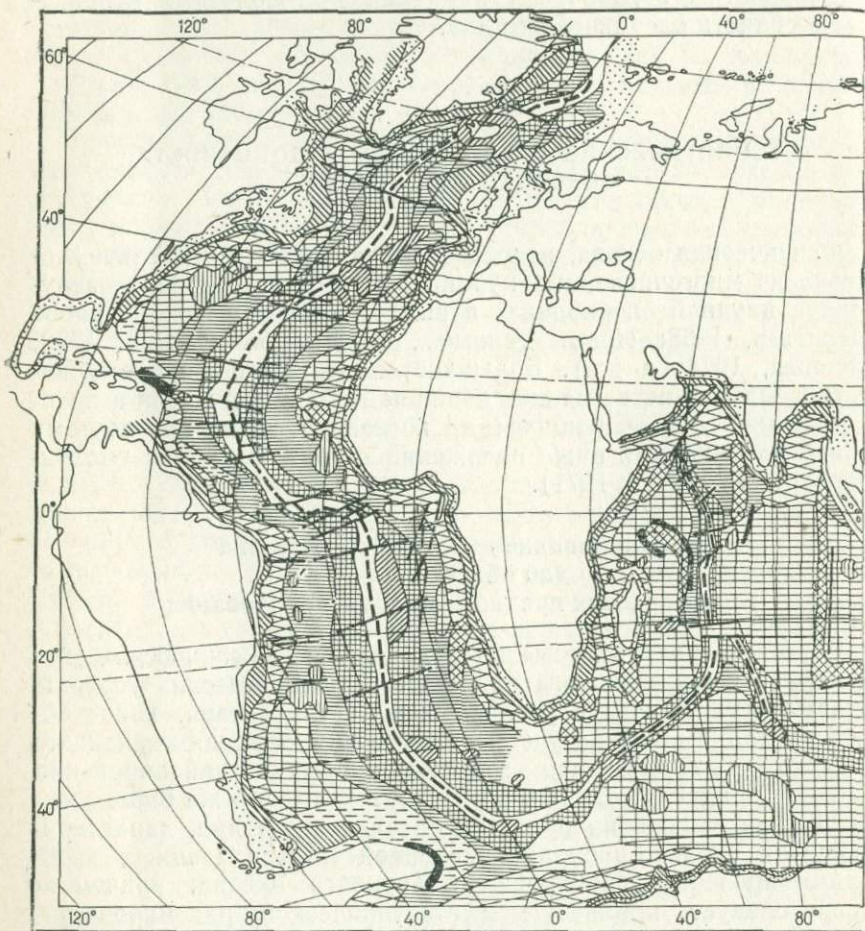
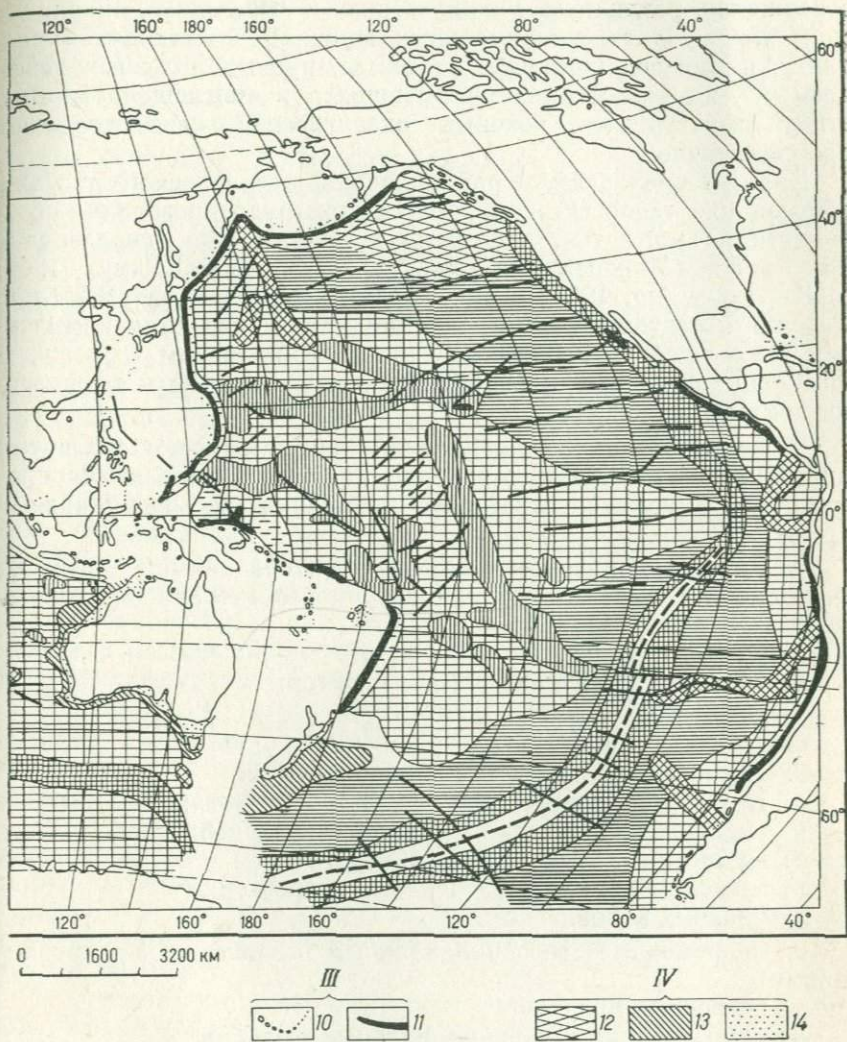


Рис. 16. Схема морфотектонического районирования Мирового океана для I — провинция внутриокеанических поднятий с подпровинциями: 1 — рифтовой зоны; вулканических структур; 2 — асейсмичных краев; 3 — островных дуг (острова); 4 — глубоководных геосинклинальных желобов. II — океанические впадины с подпровинциями: 5 — глубоководных котлов; 6 — асейсмичных краев; 7 — краевые валы по внешним окраинам; 8 — островных дуг (острова); 9 — глубоководных геосинклинальных желобов. IV — под 13 — континентального склона; 14 — шельфа и шельфовых морей. Последняя подпровин



прогноза распространения твердых полезных ископаемых.

2 — трансформных поперечных разломов; 3 — склонов (крыльев) поднятий; 4 — вулканических — талассосинеклиз; 6 — океанических платформ — талассократонов; 7 — крупных нам талассократонов. III — современные геосинклинальные области с подпровинциями; водные окраины континентов с подпровинциями: 12 — континентального подножия; ция и подпровинция заливов и лагун полностью не изображаются в масштабе схемы

движных поясов («расходящихся краев плит»), перенос их в составе новообразованной коры и переработки при «засасывании» края плиты в зоне Заварицкого—Беньофа. Мы встречаем совершенно различную металлогению в собственно океанической коре и в геосинклинальных зонах, обрамляющих «края плит», и вывести комплекс, например, рудных полезных ископаемых Анд или Японии из имевшихся в «поглощенной» под этими структурными поясами океанической коре довольно проблематично.

Поэтому предлагаемое районирование океанического дна для обоснования геологических предпосылок рудообразования проводится по морфотектоническому принципу, уже использованному ранее (Минеральные ресурсы..., 1974; McKelvey, 1968; McKelvey, Wang, 1969) с некоторыми коррективами. Выделяемые морфотектонические провинции характеризуются комплексом геологических процессов, либо доминирующим геологическим процессом, которые и определяют возможные и проявленные виды минерагенеза.

В соответствии с эволюционной направленностью развития океанических впадин и коры (см. раздел I) выделяются следующие морфотектонические провинции и подпровинции (рис. 16).

1. Внутриокеанические поднятия («срединные» хребты), тектонически выраженные как внутриокеанические подвижные пояса, с подпровинциями:

- а) рифтовой зоны;
- б) трансформных поперечных разломов;
- в) склонов (крыльев) поднятий;
- г) вулканических групп.

2. Океанические впадины с подпровинциями:

- а) глубоководных котловин — талассосинеклиз;
- б) океанических платформ — талассократонов;
- в) крупных вулканических структур;
- г) асейсмичных кражей — глыбовых хребтов;
- д) краевых валов.

3. Современные геосинклинальные области с подпровинциями:

- а) островных дуг;
- б) глубоководных геосинклинальных желобов;
- в) глубоководных котловин некоторых внутренних морей;
- г) внутригеосинклинальных хребтов и поднятий, большей частью подводных.

4. Подводные окраины континентов с подпровинциями:

- а) континентального подножия;
- б) континентального склона;
- в) шельфа и шельфовых морей;
- г) заливов и лагун (включая внутренние шельфовые моря).

На морфологии выделенных провинций и подпровинций останавливаться нет необходимости, поскольку она достаточно охарактеризована во многих широко известных работах, например в монографии О. К. Леонтьева «Дно океана» (1968); подпровинции охарактеризованы в работах советских и зарубежных ученых. Здесь же основное внимание следует уделить геологическим условиям, свойственным выделенным участкам океанических впадин.

Провинция внутриокеанических подвижных поясов отличается особым состоянием подкорового горизонта верхней мантии, как это доказывается многочисленными геофизическими измерениями; сводная характеристика приведена в работе С. А. Ушакова, В. В. Федынского, Н. А. Шабалина (1972). Под валообразными поднятиями океанических подвижных поясов верхняя мантия имеет пониженную плотность, ниже обычной для пород верхней мантии, равной примерно $3,2 \text{ г/см}^3$, и, соответственно, в ней наблюдаются пониженные скорости сейсмических волн, обычно $7,1\text{—}7,8 \text{ км/с}$. При этом четко выраженная поверхность М (Мохоровичича) исчезает или становится неотчетливой. Такое разуплотнение мантии связывают с повышенным тепловым потоком в сводовой зоне поднятия. Максимальная величина теплового потока, равная $79 \text{ мкал}\cdot\text{см}^{-2} \text{ с}^{-1}$, наблюдалась в рифтовой зоне Красного моря; обычно же тепловой поток по рифтовым зонам в 2—3 раза превышает нормальный для океанической коры, а на крыльях поднятий постепенно снижается и на расстоянии 100—300 км от оси поднятия сравнивается с нормальным.

Однако А. В. Пейве (1975) относит этот «диапир верхней мантии» к третьему океаническому слою коры, считая его не разуплотненной мантией, а напротив, уплотненным комплексом метаморфизованных габброидов и ультрабазитов.

С повышенным тепловым потоком связывают также вулканизм на океанических поднятиях. При этом наблюдается, что ранние магматические очаги находятся на большой глубине, порядка 100 км, а по мере развития структуры глубинность вулканических очагов уменьшается до первых десятков километров, возможно, и до первых километров.

В пределах внутриокеанических подвижных поясов известна одна магма — базальтовая. Образованный ею комплекс изверженных пород содержит различные структурные и текстурные разновидности базальтов с плотностью от $1,9$ до $2,9 \text{ г/см}^3$ и габброидов под покровом базальтов, мощность которых суммарно не превышает $0,7\text{—}0,8 \text{ км}$ в осевой зоне и несколько уменьшается на крыльях поднятия, как предполагают, вследствие денудации поверхностного покрова подушечных лав.

Главной морфологической особенностью провинции внутриокеанических поднятий является наличие по их продольной оси рифтовых депрессий. В целом зона рифтовых депрессий харак-

теризуется наибольшей сейсмической и вулканической активностью со всеми сопутствующими явлениями, что и заставляет выделить эту зону как подпровинцию.

Второй важной особенностью провинции являются поперечные глубинные зоны разломов, получивших название трансформных в связи с особенностями смещения соприкасающихся по ним блоков коры. Участки пересечения разломов с рифтовой зоной, как правило, в рельефе представляют собой ущельеобразные депрессии или желоба-разломы, иногда переуглубленные как относительно рифтовой долины, так и относительно прилегающих океанических впадин. По трансформным разломам также наблюдается повышенная сейсмическая и вулканическая активность, что позволяет выделить зоны таких разломов в качестве подпровинций минерагенеза. В депрессиях желобов-разломов были обнаружены ультрабазиты, относящиеся, вероятно, к верхней мантии (Исследования по проблеме..., 1972, 1973; и др.).

Склоны (крылья) внутриокеанических поднятий имеют очень пологий наклон в стороны, все уменьшающийся по мере удаления от осевой части, но мезорельеф поверхности склонов выражен в виде системы продольных гряд и депрессий, отображающих блоково-глыбовое строение верхнего кристаллического горизонта коры. Амплитуда расчленения и крутизна уклонов этого грядово-глыбового рельефа уменьшаются по мере удаления от осевой зоны поднятия, как за счет заполнения депрессий осадками, так и за счет денудации приподнятых блоков. В этой подпровинции склонов вулканизм и сейсмичность проявляются локально, по отдельным зонам, связанным, по-видимому, с расколами коры.

Подпровинция вулканических групп на крыльях, а иногда и гребне внутриокеанических поднятий отображает очаговые проявления вулканизма и соответственно проявлена в виде подводных или частично выступающих вулканических гор. Такие группы могут иметь общее платообразное основание или могут быть расположены линейно, иногда представлены отдельно расположенными вулканическими массивами; часть из них, как, например, вулканы Азорских островов, многие подводные вулканы на Срединно-Атлантическом хребте и других внутриокеанических поднятиях, действуют и в настоящее время. Основным геологическим процессом в этой подпровинции является вулканизм и поствулканическая деятельность.

Провинция внутриокеанических поднятий в целом имеет наименьший возраст в океане — осадочная толща характеризуется стратиграфическим диапазоном от палеогена на крыльях поднятий до современных осадков у гребневой зоны. Палеомагнитная шкала времени, если она отображает действительное время формирования магнитовозмущающих тел в кристаллической коре, также охватывает интервал до 40—60 млн. лет.

Провинция океанических впадин охватывает огромные площади во всех океанах. Подпровинция глубоководных океанических котловин — талассосинеклиз — отчетливо выражена вдоль внутриокеанических поднятий в Атлантическом океане, где она сменяет подпровинцию крыльев поднятий на всем их протяжении. В Тихом океане эта подпровинция широко развита в юго-восточной и северо-восточной частях океанической впадины, сопровождая широкие склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Индийском океане она выражена отчетливо, проявляясь вдоль одной из ветвей поднятия — хребта Карлсберг и фрагментарно вдоль других ветвей.

В подпровинции глубоководных котловин менее, чем в других, проявлены эндогенные процессы. Основным геологическим процессом здесь является осадконакопление. Главной тенденцией тектонической эволюции этих подпровинций является прогибание, благодаря чему в их пределах наблюдаются наибольшие глубины, отмеченные вне геосинклинальных желобов — до 6 км и более.

Подпровинция океанических платформ — талассократонов — близка по морфологии к предыдущей; это также глубоководные океанические котловины, сменяющие предыдущий тип при удалении от внутриокеанических поднятий. Отличие заключается в проявлении в пределах талассократонов площадного вулканизма, благодаря чему рельеф обычно определяется обилием подводных вулканических холмов. Основным же отличием является сравнительная древность областей этой подпровинции, благодаря чему ее геологическая история в океане наиболее богата. Области этой провинции занимают центральную часть Тихого океана, восточную часть Индийского и фрагментарно распространены в Атлантическом океане.

Подпровинция крупных вулканических структур тесно связана с подпровинцией талассократонов; она расчленяет последнюю на отдельные плиты. Основным геологическим процессом в вулканических структурах является магматическая деятельность, как глубинная, так и вулканическая, проявляющаяся на отдельных структурах и по сегодняшний день.

Подпровинция асейсмичных кряжей представлена во всех океанах, но не занимает крупных площадей. Несмотря на следы активного вулканизма, эти структуры своим образованием обязаны преимущественно вертикальным движениям и имеют горстовый тип. Морфологически выражены как подводные хребты-кряжи значительной (тысячи километров) протяженности при небольшой (десятки, первые сотни километров) ширине.

Возраст провинции океанических впадин более древний, чем предыдущей провинции внутриокеанических поднятий. Стратиграфический диапазон осадочной толщи в пределах провинции охватывает разрез от средней — нижней юры до верхнего мела; в фундаменте (кристаллической коре) возможно присутствуют

и более древние образования. Мезозойскими в основе являются и крупные вулканические структуры. Асейсмичные кряжи, которые местами пересекают соседние провинции, частью имеют более позднее образование.

Провинция современных геосинклинальных областей в настоящем разделе подробно не рассматривается, поскольку земная кора в ее пределах находится на стадии перерождения океанической в континентальную. В геологии полезных ископаемых геосинклинальный минерагенез занимает видное место, и в задачи раздела не входит анализ этой стадии минерагенеза. Следует лишь отметить, что эта провинция отличается большим разнообразием как морфологии, так и геологических процессов, которые многочисленнее, чем в пределах собственно океанических впадин. Нужно также остановиться на некоторых чертах геосинклинальных областей, необходимых для выявления различий между провинциями собственно океанической коры и переходными провинциями.

Подпровинция островных дуг характеризуется развитым интрузивным и эффузивным магматизмом, как основным, так и сиалическим; широко проявлены поствулканические процессы. В образовании полезных ископаемых заметную роль начинают играть субаэральные процессы. Осадконакопление и минерагенез в прилегающих к островным дугам бассейнах происходят под ощутимым влиянием не только подводного, но и наземного вулканизма и процессов денудации суши.

Подпровинция глубоководных геосинклинальных желобов изучена очень мало вследствие огромной глубины этих уникальных на поверхности планеты депрессий. Главный геологический процесс, который выражен в желобах, — это накопление турбидитов, и, по-видимому, постепенное заполнение желоба осадками. Эллинский желоб в Средиземном море служит, вероятно, образцом поздней стадии существования таких геосинклинальных структур — он почти заполнен осадками и морфологически выражен в виде линейной впадины глубиной лишь до 4 км.

Провинция котловин геосинклинальных морей характеризуется большим разнообразием геологических условий, но ведущим процессом все же является терригенное осадконакопление.

К подпровинциям внутригеосинклинальных хребтов и поднятий относятся разнородные образования, часто, возможно, вулканические структуры, погребенные под толщей осадков, но более распространены складчатые хребты или полностью консолидированные участки, представляющие собой, вероятно, срединные массивы в развивающейся геосинклинальной области. Выделить какой-либо преобладающий геологический процесс в этой подпровинции затруднительно.

В целом провинция современных геосинклинальных областей разнородна по возрасту. В ее коре встречаются не только мезозойские, но и палеозойские образования. Осадочная толща в значительной степени представлена консолидированными породами, что должно отражаться и на процессах минерогенеза, происходивших в этой толще.

Провинция подводных окраин континентов представляет собой собственно переходную зону от океана к континенту, не осложненную геосинклинальными структурами. Здесь концентрически относительно континентов расположены три подпровинции — континентального подножия, склона и шельфа и шельфовых морей — и спорадически — подпровинции заливов и лагун. Последняя подпровинция частично свойственна также внутригеосинклинальным морям.

В подпровинции континентального подножия главной морфологической формой являются наклонные аккумулятивные равнины, сформированные толщей турбидитов. Очевидно, главным геологическим процессом в этой подпровинции является накопление осадков, поставляемых преимущественно мутьевыми потоками, берущими начало на континентальном склоне и шельфе. В осадках преобладает терригенный материал, т. е. здесь ведущая роль в определении характера осадконакопления принадлежит материалу, поступающему с континентов. В тектоническом отношении подпровинция подножия является поясом прогибания под тяжестью осадочной толщи.

Подпровинция континентального склона характеризуется господством самых протяженных в рельефе Земли склонов с уклонами от первых градусов до 40—45° на отдельных участках. Формами мезорельефа являются многочисленные подводные каньоны и продольные террасы и плато тектонического происхождения. Каньоны служат главными путями движения суспензионных потоков. На террасах же, как правило, происходит отложение осадков, сносимых по склону.

Подпровинция континентального склона характеризуется значительным разнообразием геологических условий. В верхней части склона еще ощутима близость поверхности водной толщи, происходит активный газообмен между водой и атмосферой, сказывается опресняющее действие речного стока, обычны сильные придонные течения, как эпизодические, так и постоянные. В осадки попадает большое количество органического вещества. По мере увеличения глубины эти факторы играют все меньшую роль, и условия среды приближаются к господствующим в абиссали океана.

Подпровинция шельфа и шельфовых морей прилегает непосредственно к побережью и поэтому геологические условия в ней наиболее разнообразны. Водная толща проницаема для солнечного света почти на всей площади шельфов, кроме замутненных бассейнов, температура воды определяется клима-

тическими условиями и, кроме полярных бассейнов, имеет значительный отрицательный градиент с глубиной. Сильно сказывается опресняющее воздействие речных и атмосферных вод, постоянное или эпизодическое.

Шельф — область наиболее активного воздействия органической среды на геологические процессы. Кроме накопления остатков известывыделяющих организмов в виде осадков или колониальных построек, на шельфе происходит значительное накопление органического вещества, еще не разложившегося и реакционноспособного. Поэтому, несмотря на активное перемешивание водной толщи, в осадках шельфа нередко развивается сероводородное заражение. В мелководной зоне шельфа важное значение имеет волновое движение воды, что приводит к механической дифференциации осадков и накоплению их по гранулометрическим фракциям, это особенно выражено в литорали.

Подпровинция заливов и лагун по многим геологическим условиям сходна с подпровинцией шельфа, однако в ней более резко выражены многие факторы — опреснение или, напротив, осолонение бассейнов, затрудненность водообмена с океаном; большое влияние оказывают локальные факторы, возрастает влияние окружающей суши и климатических зон. Нужно подчеркнуть, что большинство месторождений осадочных полезных ископаемых возникло в геологическом прошлом именно в условиях заливов, лагун и мелководных внутренних морей. В геологической истории планеты такие бассейны эфемерны, но их геологическая роль очень важна.

Провинция подводных окраин континентов в современном ее виде возникла не сразу и не одновременно. Континентальный склон и подножие формировались в процессе изостатического уравнивания стыка океан — континент; очевидно, в разных океанах этот процесс начинался в разное время. Наиболее молодым образованием являются подпровинции шельфа, заливов и лагун, формирование которых началось уже при жизни человечества, происходит поныне и далеко не завершено.

Эндогенные процессы

Внешним проявлением эндогенных сил в океанической коре служит тектоническая активность. Но рудообразование, очевидно, не может быть порождено собственно тектонической деятельностью, а зависит от геологических (в сущности — физико-химических) процессов, протекающих в коре и в более глубоких подкоровых горизонтах.

Наиболее мощным фактором, который может быть рудообразующим, в океанической коре является магматическая и, в частности, вулканическая деятельность.

В отношении интрузивного магматизма в океанической коре пока мало что известно. В третьем океаническом слое коры, судя по драгировкам в рифтовых зонах, залегают дифференцированные породы, преимущественно габбро, но встречены и более кислые дериваты, вплоть до кварцевых диоритов и даже плагиогранитов. Такая дифференциация основной магмы может указывать на наличие в нижнем слое океанической коры расслоенных интрузий, что само по себе является благоприятным признаком для обнаружения магматических рудных месторождений — ликвационных и сегрегационных. Однако каких-либо прямых признаков таких месторождений пока нет, за исключением единичной находки хромшпинелидов в Индийском океане, что указывает на возможность рудообразования в гипербазитах.

Вынос эндогенного материала к поверхности литосферы наиболее активно происходит при вулканических извержениях. Вулканизм в океанической коре является самой мощной формой проявления эндогенных сил. Но вулканические продукты представлены в океане базальтами и их производными при разных типах вулканизма. Непосредственно с базальтами не отмечено рудопроявлений; последние связываются пока с поствулканической деятельностью, как в рифтовых депрессиях Красного моря. Отсутствие в связи с океаническим вулканизмом прямых признаков оруденения заставляет предполагать, что в этом случае выносятся главным образом эндогенная энергия, последующая трансформация которой в виде гидротерм и приводит к локальным процессам рудообразования.

В поисках следов океанического рудообразования геологи обращаются к останцам океанической коры в геосинклинальных областях. Одним из таких останцов, возможно, является о. Кипр в Восточном Средиземноморье. В горном массиве Трудос на этом острове залегает стратифицированный комплекс гипербазитов и основных пород, верхний горизонт которых представлен подушечными базальтовыми лавами и пирокластами. В этом верхнем горизонте известен ряд колчеданных залежей; кроме того, интенсивная гидротермальная деятельность привела к образованию многочисленных жильных сульфидных рудопроявлений. Массив Трудос сопоставляется с океанической корой, с которой, по мнению П. Рона (Rona, 1973), обнаруживается несомненное сходство (рис. 17). Остров Кипр в целом является останцом рифтовой зоны срединного хребта океана Тетис, выжатым кверху после закрытия океана. Остается неясным, образовались ли колчеданные залежи во время океанической стадии формирования массива Трудос, или они возникли позже, после выжимания блока коры к поверхности литосферы.

На подушечных лавах массива Трудос залегают осадочные слои, обогащенные железом. По химическому составу они иден-

тичны обогащенным металлами осадкам на поверхности крыльев Восточно-Тихоокеанского поднятия или залегающим в основании осадочной толщи в Атлантическом океане (см. ниже). В этом усматривается доказательство того, что и осадки, и рудные залежи массива Трудос сформировались в

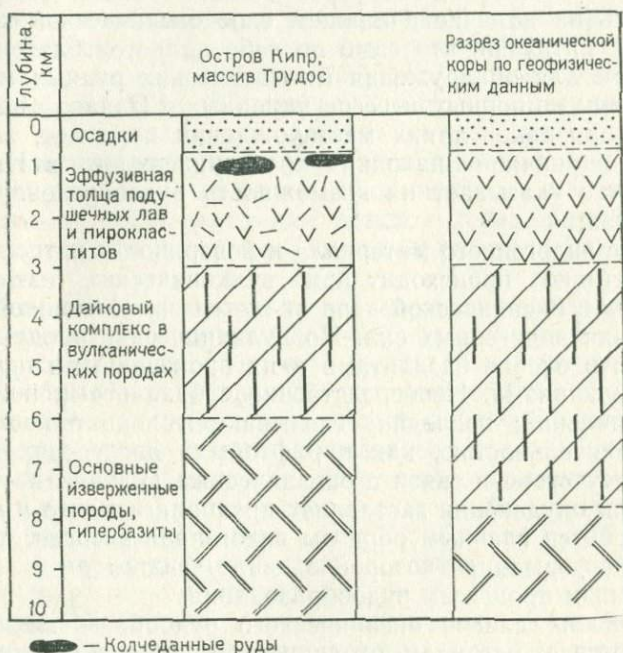


Рис. 17. Схема сопоставления строения рудоносной толщи массива Трудос (о. Кипр) и океанической коры. По П. Рона (Rona, 1973), с дополнениями

подводных условиях и что, следовательно, колчеданное оруденение должно быть свойственно вулканическим комплексам подпровинции рифтовой зоны. Однако это предположение остается не доказанным.

Магматические рудопроявления в породах подпровинций рифтов проблематичны. Отмеченные в гипербазитах вкрапления сульфидов (Вахрушев, Прокопцев, 1969; Вахрушев, 1972) указывают на возможность отделения капель сульфидного расплава в силикатной магме, однако образование ликвационных или сегрегационных месторождений в рифтовой зоне маловероятно вследствие высокой тектонической подвижности. Такие месторождения образуются, возможно, в породах верхней мантии на значительной глубине и могут быть выжаты вместе с блоками гипербазитов в рифтовой зоне. Хромитовые месторождения Новой Каледонии унаследованы, по-видимому, от

стадии океанической коры, если этот островной массив является выжатым останцом коры.

Таким образом, магматические и вулканические процессы в рифтовой зоне могут быть рудообразующими, хотя немногочисленные находки рудопроявлений и не позволяют оценить масштабы процесса.

В подпровинции трансформных разломных зон эндогенные процессы должны быть теми же, что и в рифтовой зоне. Комплекс изверженных пород, вскрываемый в депрессиях желобов-разломов, идентичен таковому рифтовых зон (Плошко, Богданов, 1972).

Из гипербазитов преобладают гарцбургиты, более редкие лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты, очень редки анортозиты и дуниты; в большинстве случаев все эти породы нацело серпентинизированы. Возможно, гипербазиты представляют собой остаточный продукт процесса зонного выплавления базальтов. В этом случае, вероятно, в ультраосновных породах может повышаться содержание рудных, в частности сульфидных, компонентов, поскольку толеитовые базальты, выплавляющиеся из мантийного вещества, обеднены рудными, в том числе сульфидными, составляющими.

Вулканизм в подпровинции поперечных разломных зон наиболее активно проявляется, очевидно, на их окончаниях, так как именно по краям отмечается массовое накопление базальтовых лав. Вероятно, и поствулканические процессы активны в местах излияния базальтов. Но нужно учитывать возможность того, что гидротермы и вулканогенно-осадочные продукты могут сноситься в глубокую часть желобов-разломов, которые обычно изолированы от окружающего океана.

В подпровинции склонов (крыльев) внутриокеанических поднятий эндогенные процессы рудообразования, по-видимому, затухают.

В подпровинции вулканических групп на крыльях внутриокеанических поднятий следует ожидать проявление как собственно вулканических, так и поствулканических процессов, в основном обусловленных гидротермальной и фумарольно-сульфатарной деятельностью. Примеры такого минерагенеза имеются в Исландии, на Азорских островах; неясно, в каком виде эти процессы происходят под уровнем океана.

В провинции океанических впадин определяющая роль принадлежит экзогенным процессам (см. ниже); эндогенные процессы ввиду затухания тектонической активности проявляются слабо или совсем не выражены. В подпровинции талассократонов эндогенные процессы проявляются в связи с вулканической или поствулканической деятельностью. Наличие такой деятельности выявляется по косвенным признакам: наблюдается рост вулканов по мере удаления от внутриокеанических поднятий, повсеместно отмечается широкое развитие подводного вулка-

низма в виде образования мелких вулканических построек — абиссальных холмов.

Гидротермальные процессы в вулканических и осадочных породах на океанических платформах установлены также прямыми наблюдениями (Донные отложения..., 1973). На детально изученном полигоне в южной части Тихого океана установлено обогащение осадков гидроокислами железа и марганца и новообразования апатита; в вулканических породах проявлена хлоритизация, цеолитизация, фосфатизация гиадокластических туфов и амфиболизация базальтов. Однако нигде не обнаружено рудопроявлений эндогенного происхождения. Правда, в Атлантическом океане в осадках Северо-Американской котловины, примерно в 500 км к юго-востоку от Нью-Йорка, в керне буровой скважины был встречен прожилок и отдельные кристаллы самородной меди (Рона, 1973; и др.). Однако как происхождение этой минерализации, так и возможные перспективы подобного типа рудопроявлений не ясны.

Подпровинция крупных вулканических структур отличается магматической деятельностью, особенно вулканизмом. По геофизическим данным, в теле вулканических сооружений выделяются более плотные, чем базальты, тела, которые, очевидно, могут быть интрузивными массивами. Формирование крупных вулканических структур происходит в тектонически спокойной обстановке, поэтому можно ожидать, что в интрузивных фациях основных пород могла происходить кристаллизационная и гравитационная дифференциация и могли возникнуть ликвационные и сегрегационные сульфидные и хромитовые скопления.

Подпровинция асейсмичных хребтов по эндогенным процессам может локально характеризоваться вулканическими проявлениями с сопутствующей поствулканической деятельностью. На хребте 90-го меридиана (Восточно-Индийском) при глубоководном бурении (скв. 214) встречены прожилки самородной меди и рудопроявления в виде прожилковой сульфидной минерализации.

Оценивая эндогенные процессы в области распространения собственно океанической коры, можно отметить, что наиболее ярко выражены вулканические процессы как в провинции внутриокеанических подвижных поясов, так и в провинции океанических впадин. Не ясно, ведут ли собственно вулканические процессы к рудообразованию, поскольку кроме незначительной минерализации в базальтах не было обнаружено каких-либо рудопроявлений. Однако сторонники глобальной тектоники делают далеко идущие выводы из схемы минерагенеза, определяемой местоположением «краев плит» — расходящихся (в зоне рифта) или сходящихся (в зоне «субдукции» — погружения литосферной плиты под край континента). Пока такие построения собственно в океане не находят подтверждения.

На важную роль вулканогенно-осадочных процессов в рудообразовании было обращено внимание сравнительно недавно (Страхов, 1960—1962; 1963; Дзоценидзе, 1969; «Вулканоогенно-осадочный литогенез...», 1974; и др.). В литературе рассматриваются примеры главным образом из геологического прошлого. Современные процессы вулканогенно-осадочного рудообразования и осадкообразования еще мало изучены; дискуссионным остается во многих случаях генезис некоторых формаций — опок, кремнистых илов прошлых геологических эпох, руд марганца и др. Вместе с тем несомненно, что вулканические и поствулканические процессы играют в осадочном пороодо- и рудообразовании большую роль как поставщики вещества и стимуляторы определенных физико-химических условий в среде осаждения.

Подводный вулканизм чрезвычайно широко распространен в провинциях внутриокеанических поднятий и геосинклинальных областей. Значительное распространение вулканизма отмечается также в подпровинции талассократонов, где помимо крупных вулканических структур развиты также одиночные вулканические горы и вулканические холмы (абиссальные холмы), являющиеся вулканами сравнительно кратковременного действия (возможно, однократного действия).

Вулканическая деятельность в океане должна оказывать на седиментогенез влияние, вероятно не меньшее, чем поставка осадочного материала за счет денудации континентов. Однако распознать первичновулканическую природу тех или иных компонентов осадков удастся далеко не всегда. Уверенно определяется пирокластический материал в океанических осадках, как в неизменном виде, так и в виде цеолитизированных пластов и толщ. Но гораздо меньше определенности в отнесении к первичновулканическим таких составных частей осадков, как кремнезем, железо, марганец, фосфор, алюминий и др.

Исследования А. П. Лисицына (Лисицын, 1974; и др.) кремнистых осадков показали, что в современных океанах весь кремнезем биогенный; но из каких источников организмы получают кремний — остается неизвестным. То же самое можно сказать и о многих других веществах осадочных образований в океане — доля вулканогенного вещества в них не установлена.

Можно было бы ожидать, что в непосредственной близости от подводных или островных вулканов накопления продуктов вулканической и поствулканической деятельности могут образовывать крупные массы. Однако такие случаи чрезвычайно редки; достоверно известно только накопление железистых осадков в подводной кальдере вулкана Санторин в Эгейском море (Бутузова, 1968; и др.). Некоторые процессы накопления продуктов вулканической и поствулканической деятельности на

подводных склонах вулкана Бану Вуху в Индонезии наблюдал К. К. Зеленов (Зеленов, 1965).

Имеются и другие разрозненные наблюдения, но цельной картины еще нет. Обычно происходит рассеяние продуктов подводной вулканической и поствулканической деятельности без заметных накоплений в форме осадков или мономинеральных скоплений. Нужны исключительно благоприятные условия, сочетание ряда тектонических, геоморфологических, литологических, океанографических факторов, чтобы создались условия длительного накопления вулканогенных продуктов в замкнутых бассейнах. Такие условия сейчас наблюдаются в некоторых впадинах на дне Красного моря (Hot brines..., 1969; и др.). Возможно подобные условия есть и на некоторых участках рифтовых зон в океанах.

Вулканогенно-осадочные процессы несомненно имели огромную роль как рудообразующие процессы в геологическом прошлом. В современную геологическую эпоху эти процессы могут проявляться локально, как показали некоторые находки; но, вероятно, мы еще далеко не выявили современные типы и местопроявления вулканогенно-осадочного оруденения.

Изучение эндогенных процессов в океанической коре и впадинах в отношении возможностей рудообразования пока ставит больше вопросов, чем дает ответов.

Экзогенные процессы

Главной ареной деятельности экзогенных процессов в океане являются глубоководные океанические котловины, которые занимают площадь около 220—230 млн. км², т. е. почти 2/3 общей площади Мирового океана. Вся эта площадь относится к абиссали, а в придонных слоях водной массы, на поверхности и в верхних горизонтах осадочной толщи существуют однородные условия, не зависящие от климатических зон. Поэтому геологические процессы, в том числе и осадочное рудообразование, на всей этой площади должны быть однотипными в пределах всей абиссали.

Осадочное рудообразование в океане должно подчиняться общим закономерностям, существующим в осадочном рудообразовании вообще. Эти закономерности были выявлены Н. М. Страховым (1960—1962; 1963), который установил, что для создания рудных концентраций вещества требуется наличие ряда благоприятных факторов (в порядке их значимости);

а) значительная абсолютная интенсивность (в годовом цикле осадконакопления) осаднения рудного вещества по сравнению с кларковым седиментогенезом;

б) наличие геоморфологических и (или) гидрохимических условий, способствующих задержанию и осаднению рудного вещества на ограниченных площадях;

в) подавление или отсутствие осаждения нерудного вещества (терригенного, биогенного и др.); что наблюдается чаще всего при пассивном тектоническом режиме области осадконакопления.

Кроме этих основных факторов, Н. М. Страхов указывает на способствующие рудообразованию геологические процессы:

г) диагенетическое перераспределение вещества;

д) перемывание рудного осадка в процессе его накопления.

Рудообразование достигает наивысшей интенсивности лишь в случае одновременного однонаправленного действия всех этих (в основном первых трех) факторов, что предопределяет редкость осадочного рудообразования в геологической истории Земли. Н. М. Страхов отмечает также, что принципиально рудный процесс такой же, как и не образующий руд. Существует непрерывная гамма типов осадочных концентраций от кларковых (наиболее распространенных) через промежуточные (частота встречаемости которых убывает по мере повышения концентрации рудных компонентов) к рудным (наиболее редким).

Очевидно, в абиссали океана действуют эти общие закономерности осадочного рудообразования. Рассмотрим, как рудообразующие факторы проявляются в океанических глубинах.

Если говорить о чисто осадочных процессах, то в океане невозможно проявление первого, важнейшего из рудообразующих фактора — высокой абсолютной интенсивности осаждения рудного вещества. Во всех известных из геологического прошлого примерах осадочного рудонакопления рудное вещество приносилось в бассейн осаждения с прилегающей суши. В океане терригенный источник материала не имеет существенного значения в осадконакоплении, поскольку в абиссаль поступает практически неосаждаемая часть терригенного стока. Поэтому утрачивает значение и второй фактор — наличие благоприятных для осаждения на ограниченных площадях геоморфологических условий, поскольку осаждаться нечему.

Собственно осадочное рудообразование в абиссали не может быть интенсивным прежде всего в силу крайне ослабленного приноса рудного вещества в форме ненасыщенных ионных и коллоидных растворов и субколлоидной взвеси. Вследствие этого и остальные благоприятные факторы осадочного рудообразования действуют ослабленно или проявляются своеобразно. Так, благоприятные геоморфологические и (или) гидрохимические условия в абиссали однородны почти по всей площади глубоководных областей; также на всей этой площади наблюдается ослабленное осадконакопление, измеряемое долями единицы или первыми единицами Б (единица Бубнова — мм/1000 лет). Диагенетическое перераспределение вещества в толще океанических осадков проявляется также в ослабленной форме. Причиной этого является вещественная однородность и, следовательно, химическая уравновешенность осадочного мате-

риала, а также практическое отсутствие в осадках реакционно-способного органического вещества, почему в осадочной толще устойчиво сохраняется окислительная среда. К тому же в океанических осадках кроме «красных глин» просто нет рудных компонентов, которые могли бы быть перераспределены при диагенезе. В «красных глинах», содержащих значительно повышенные против кларковых количества некоторых металлов, все они находятся в устойчивой окисной форме. В окислительной среде стимула для их перевода в другие химические формы нет, поскольку отсутствует главный фактор химической перестройки — реакционноспособное органическое вещество.

Эти соображения подтверждаются реально имеющими место в океане рудными процессами. Наиболее значительное рудообразование в океане выражено в виде осаднения железо-марганцевых окислов в форме конкреций, корок, пропиток пористого материала (туфы, лавы и т. д.). Это — своеобразный процесс, который не известен больше ни в каких геологических условиях, кроме океана. Основной его особенностью является то, что рудное вещество осаждается из чрезвычайно ненасыщенных растворов, и определяющую роль имеет не концентрация рудного вещества, а физико-химические условия его осаднения. Накопление рудного вещества в виде конкреций или в другой форме происходит чрезвычайно медленно, так как растворы, питающие рудоотложение, находятся в состоянии бесконечного разбавления.

Никакого другого рудного процесса, сопоставимого по масштабу с накоплением железо-марганцевых окислов, в океане не наблюдается. На примере образования железо-марганцевых конкреций можно вывести характерные черты океанического осадочного рудообразования.

Во-первых, это — чрезвычайная замедленность, малая, ничтожная интенсивность осаднения вещества, что полностью соответствует малой интенсивности осадочных процессов в океане вообще. Во-вторых, малочисленность металлов, принимающих участие в осадочном рудном процессе: это — марганец и железо; другие металлы сорбируются гидрогелями этих металлов из растворов столь низких концентраций, что другим путем, кроме сорбции, в природе их осаднение невозможно. В-третьих, океаническое рудообразование происходит на огромных площадях, поскольку в глубоководных областях физико-химические условия выравниваются практически на всей глубоководной площади океанических впадин.

Таким образом, океаническое осадочное рудообразование отличается следующими характерными особенностями: замедленностью, малочисленностью металлов, участвующих в рудоотложении, приуроченностью к огромным площадям. Осадочный слой рудного вещества бывает чрезвычайно тонок, либо представлен разрозненными стяжениями на поверхности дна —

конкрециями. Та особенность, что рудоотложение происходит на огромных площадях океанического дна, определяет масштабность процесса океанического осадочного рудообразования. Это — гигантские масштабы, равных которым нет ни в эндогенном, ни в континентальном осадочном рудообразовании. По данным Н. М. Страхова, в конкрециях океана сосредоточено на много порядков больше марганца, чем во всех известных его месторождениях другого генезиса. Гигантские масштабы накопления — это еще одна характерная особенность океанического осадочного рудообразования.

Следовательно, поскольку глубоководное осадочное рудообразование характерно для огромных площадей дна, то исследования дна океана дают реальное представление об осадочных рудах абиссали. Это — руды железа и марганца в форме конкреций и других выделений; вероятно, другие осадочные руды в океане образоваться не могут, по крайней мере в современную геологическую эпоху.

Своеобразные осадки накапливаются в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, а также в депрессиях желобов-разломов и на крыльях поднятий, расположенных вблизи от гребня, где развита специфическая формация осадков. Это продукты выветривания коренных, изверженных пород, представленные обломками различной крупности как самих пород, так и отдельных минералов. По предложению В. П. Петелина, эта формация осадков получила название эдафогенной.

Она интересна в том отношении, что в продуктах дезинтеграции изверженных пород могут быть и рудные минералы — хромит, сульфиды тяжелых металлов, платина и минералы платиновой группы, ильменит, титаномагнетит и другие рудные и аксессуарные минералы. При перемещении эдафогенных осадков под воздействием гравитационных сил, придонных течений и сейсмических толчков (а на отдельных отрезках рифтовой зоны и ущелий желобов-разломов сейсмические толчки почти непрерывны) должна происходить грануло-минералогическая сепарация осадков. При этом по пути перемещения осадков, очевидно, будут встречаться уступы, выполаживания, западины, в которых могут накапливаться тяжелые минералы, образуя своеобразные глубоководные россыпи.

Пока такие россыпи не обнаружены, но теоретически их образование возможно. Если такие россыпи существуют, то они будут представлять единственный тип месторождений указанных металлов, доступный для разработки на больших глубинах, так как массивные руды в коренном залегании разрабатывать невозможно, по крайней мере в обозримом будущем.

Рифтовая зона таит, вероятно, еще немало неожиданного в отношении минерагенеза. На некоторых отрезках Срединно-Атлантического хребта в осадках отмечается довольно высокое содержание молибдена и урана, сопровождаемое повышением

содержания серебра, сурьмы, никеля, что в морской среде обычно характерно для анаэробных условий в прибрежной зоне. Наибольшие содержания молибдена и урана, достигающие соответственно 30 и 40 г/т ($3 \cdot 10^{-3}$ и $4 \cdot 10^{-3}\%$), отмечались в осадках в горизонте от 40 до 70 см от поверхности дна. Активное участие ювенильных компонентов здесь маловероятно, так как исследованный участок находится вне зоны повышенного теплового потока.

Своеобразная океаническая формация фосфоритов образовалась и, возможно, образуется на некоторых океанических островах. В этих формациях сосредоточены крупные запасы фосфоритов, разработки которых на островах Рождества (Индийский океан), Науру и Ошен (Тихий океан) являются одними из крупнейших в мире. Ранее предполагалось, что фосфориты образовались за счет накопления гуано, как залежи селитры на побережье Южной Америки. Но исследования австралийских геологов на о. Науру показали, что фосфориты образовались, по-видимому, другим путем. На стадии существования острова в виде атолла во внутренней лагуне накапливались фосфорсодержащие остатки морской фауны. При этом обмен водной массы лагуны с океаном был, по-видимому, затруднен, ограничен, по крайней мере в придонной части, поэтому могла образоваться сероводородная среда в иловых водах. Одновременно происходило накопление и карбонатного материала. Впоследствии остров был приподнят над уровнем океана (Игнатьев, 1972), толща карбонатных осадков лагуны, обогащенных фосфатом, оказалась подверженной воздействию субаэральных агентов, прежде всего — атмосферных осадков, легко просачивающихся в пористую породу. При этом карбонат кальция растворялся, а фосфор замещал его, образуя трикальцийфосфат, который и накапливался в подпочвенном слое на выщелоченной поверхности известняков.

Вероятно, для тропической зоны океанов образование подобных накоплений фосфатного вещества закономерно. Но так как необходимым условием последующего обогащения осадков фосфатом является подъем острова и вывод осадочной линзы на поверхность, то реализуется эта закономерность редко. Атоллы, относительно изолированные от океана, немногочисленны, а воздымание атоллов представляет собой исключительно редкое явление. Поэтому трудно ожидать, что «фосфоритовые» острова, как Науру и Ошен, были бы широко распространены в океане не только в современную геологическую эпоху, но и в геологическом прошлом.

В провинциях геосинклинальной области и переходной зоны экзогенные процессы гораздо многообразнее, чем в глубоководной области океана. Это определяется меньшими глубинами бассейнов, близостью крупных массивов суши, более близкой и разнообразной биомассой в толще воды и в осадках, большим

разнообразием физико-химических условий осадконакопления и осадкообразования. Большая часть экзогенных процессов в мелководных и внутренних морях достаточно хорошо изучена; всестороннее общее описание таких процессов сделано Н. М. Страховым (1960—1962 и др.). Конкретные примеры осадочного рудообразования приведены ниже, при характеристике отдельных видов минеральных ресурсов океана.

Глава 8. ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ

В настоящей главе не рассматриваются такие характеристики конкреций, которые достаточно широко освещены в отечественной и зарубежной литературе. Основное внимание уделено вопросам, связанным с оценкой конкреций как нового типа полиметаллических руд и с требованиями, выдвигаемыми перед разведочными работами в океане. Несколько слов нужно сказать и об истории исследований конкреций.

Впервые обнаруженные на дне океанов и морей 100 лет назад, во время плавания английского научно-исследовательского корабля «Челленджер» (1872—1876 гг.) стяжения окислов железа и марганца долгое время оставались экзотическими сувенирами на полках нескольких лабораторий в качестве диковинок природы, не имеющих применения. Правда, еще А. Норденшельд, также обнаруживший стяжения железо-марганцевых окислов на дне арктических морей во время плавания судна «Вега» по Северному морскому пути (Северо-Восточному проходу, по тогдашней терминологии), писал, что можно было бы выплавлять железо из этих руд, но этому препятствует отсутствие месторождений угля на русском Севере. Однако, хотя впоследствии здесь были открыты крупнейшие угольные бассейны и была значительно расширена география находок конкреций в морях и океанах, вопрос об их использовании в качестве руды железа и марганца если и возникал, то лишь в виде предположения о возможности добычи таких руд в каком-то отдаленном будущем.

Положение коренным образом изменилось, когда выяснилось, что стяжения железо-марганцевых окислов содержат также примеси ряда цветных и редких металлов. К концу 50-х годов накопился значительный материал о наличии, распространении, формах залегания, составе, генезисе железо-марганцевых окислов на дне океанов и морей. Такие материалы появились в ряде работ советских исследователей (Страхов, 1965; Геохимия..., 1968; и др.), а также за рубежом (Dietz, 1955; Мого, 1965; и др.).

Предполагалось, что одна из главнейших особенностей океанических железо-марганцевых стяжений, кроме полиметалльного состава, — это их практически неисчерпаемые запасы: в одном только Тихом океане в конкрециях содержится на несколько порядков больше марганца, меди, никеля, кобальта, чем в известных на сегодняшний день месторождениях руд этих металлов на суше. Поэтому железо-марганцевые руды океанического дна стали объектом пристального внимания горной промышленности многих капиталистических стран, в первую очередь США.

После первого этапа изучения железо-марганцевых стяжений — их распространения, состава, морфологии, условий залегания (1950—1960 гг.) — многие океанографические институты и лаборатории США, Японии, Франции, ФРГ и других стран, а также ряд горнорудных компаний, особенно в США, начали проводить более углубленные исследования этих рудных образований в океане. В 1964 г. при Горном бюро США была создана специальная исследовательская группа для всестороннего изучения вопроса об использовании железо-марганцевых стяжений в качестве руды. Одновременно уделялось внимание и другим видам твердых полезных ископаемых на дне океана, чему в немалой степени способствовало опубликование работы «Минеральные ресурсы моря» американского геолога-океанолога Дж. Л. Мери (Мери, 1965, русский перевод 1969 г.).

Второй этап изучения нового вида руд характеризуется лавинообразным нарастанием потока информации о них, причем в этом потоке имеются как материалы собственно научных исследований, так и чисто рекламные, сенсационные, отчасти и политические высказывания. С 1966 г. минеральные ресурсы океана стали предметом внимания Организации Объединенных Наций. В ООН были созданы временные комитеты и комиссии для изучения правовых, экономических, научных, технических проблем освоения минеральных ресурсов моря, которые получили определение «всеобщего достояния человечества». В их использовании оказались заинтересованными не только приморские страны, но и страны, не имеющие выхода к морю и, тем не менее, претендующие на свою долю доходов от «безграничных и неисчерпаемых» ресурсов океана. С 1968 г. от имени Генерального секретаря ООН периодически представляются Генеральной Ассамблее ООН доклады о минеральных ресурсах морского дна, в том числе и об освоении железо-марганцевых конкреций.

Другим показателем широкого интереса к океаническим рудам служит появление ряда обобщающих работ о перспективах освоения твердых минеральных ресурсов Мирового океана. Опубликовано также огромное количество работ о распространении железо-марганцевых стяжений в отдельных океанах, районах океанов и морях, о происхождении, минералогии, геохимии этих стяжений, о перспективах их освоения в качестве

руд марганца и цветных металлов, о проектах добычи и переработки этих руд, об экономических, правовых и других проблемах, связанных с возможностью разработки руд на океаническом дне.

Однако, пожалуй, самой важной особенностью второго этапа в освоении конкреций является то, что группа компаний, прежде всего США, а следом и других развитых капиталистических стран, начала работу над созданием технических средств для добычи конкреций, над разведкой залежей, пригодных для добычи, над разработкой технологии их передела в металлы. Сведения об этих работах в литературе гораздо скуднее, чем о научных исследованиях или дебатах по правовым и другим вопросам, что объясняется острой конкурентной борьбой между корпорациями, рискнувшими вкладывать капиталы в еще неизведанную область коммерческой деятельности. Опубликованные сведения показывают, что отдельные компании или группы их уже вложили значительные капиталы в технические или технологические разработки и опытные работы.

Таким образом, недавно еще не имевшие промышленной ценности железо-марганцевые конкреции океанического дна становятся рудой. Наступает следующий этап — этап промышленной разведки и разработки конкреций и на первое место выдвигаются вопросы, связанные с задачами геологической разведки. Некоторые из этих вопросов и разбираются ниже.

Некоторые геологические особенности распространения железо-марганцевых стяжений на океаническом дне

В океанах и морях стяжения железо-марганцевых окислов встречаются в трех основных формах: округлые или овально-сплюснутые скорлуповатые стяжения, получившие собирательное название конкреций; корки на поверхности твердых пород и обломков; лепешковидные или монетовидные стяжения. Первая и вторая формы характерны для дна открытых океанов, третья форма типична для шельфов некоторых морей и пресноводных озер. Из этих форм только стяжения первого типа — конкреции — являются перспективным видом океанических руд. Корки как монолитные покрытия для добычи недоступны, так как требуют предварительного дробления на месте их залегания. Стяжения на шельфах морей по составу значительно отличаются от океанических конкреций — в них преобладает железо при пониженном содержании марганца и цветных металлов. Поэтому в дальнейшем речь пойдет лишь об океанических конкрециях.

Океанические конкреции распространены во всех океанах. Однако установлены лишь некоторые общие закономерности в распространении конкреций на дне океанических впадин,

более подробно исследованы залежи лишь на отдельных полигонах, еще немногочисленных.

Отчетливо проявляется приуроченность конкреций к областям наименьшей скорости осадконакопления. Выше были рассмотрены причины такой приуроченности конкреций к абиссали.

«Мертвая зона» в отношении конкреций окружает все океаны в пределах ореола разноса терригенного материала. По-видимому, зависимости между распространением конкреций на океаническом дне и широтным положением областей дна, т. е. климатической зависимости не существует, поскольку на глубинах, где образуются конкреции, физико-химические условия океанической среды выравниваются. Если в высоких широтах океанов нет конкреций, то это обусловлено лишь повышенной активностью осадконакопления: в северном полушарии — за счет приноса терригенного материала реками и льдами, в южном — преимущественно за счет разноса моренного материала айсбергами Антарктиды. Но такие же области отсутствия конкреций можно найти, независимо от широты, во всех океанах там, где наблюдаются повышенные скорости осадконакопления. И, напротив, в высоких широтах южного полушария, в море Беллинсгаузена и проливе Дрейка наблюдаются обильные залежи конкреций, так как там рыхлые осадки смываются придонными течениями (Goodell, Meylan, Grant, 1971; и др.).

Аналогичные соображения можно высказать и относительно глубины залегания конкреций. Обычно конкреции встречаются на глубинах более 3000 м. Однако в условиях, когда рыхлые осадки не накапливаются вследствие смыва их течениями или по другим причинам, конкреции образуются и на меньших глубинах. Так, на плато Блейк в Атлантическом океане, где тонкозернистые осадки смываются Гольфстримом, конкреции залегают на глубинах 700—1000 м; на еще меньших глубинах обнаружены конкреции на подводном склоне о. Хонсю, а также на многих подводных горах и хребтах во всех океанах, где рыхлые осадки по каким-либо причинам не накапливаются.

Таким образом, площадное и глубинное распространение конкреций определяется в основном скоростью осадконакопления и от других условий существенно не зависит. Климатическая зональность осадкообразования в океанах сказывается на распространении конкреций лишь в той мере, в какой она (зональность) определяет скорость осадконакопления.

Поскольку конкреции залегают преимущественно на глубинах более 3000 м, то к перспективным площадям дна океанов в отношении нахождения конкреций следует отнести глубоководные области. В Тихом океане площадь дна с глубинами более 3000 м составляет около 150 млн. км², в Атлантическом — около 70 млн. км², в Индийском — порядка 60 млн. км². Следовательно, наибольшие по площади залежи конкреций должны

быть в Тихом океане, что и подтверждается фактическими наблюдениями. Кроме того, в Тихом океане общий темп осадконакопления ниже, чем в Атлантическом и Индийском океанах, где даже в глубоководных котловинах скорость осадконакопления местами превышает 3—4 мм за 1000 лет. В связи с этим и минимальная глубина залегания конкреций возрастает от Тихого океана (около 3000 м) к Индийскому (около 4000 м) и Атлантическому (более 4000 м).

В некоторых районах океанов была подмечена локальная ассоциация конкреций с донными вулканогенными осадками или районами проявления подводной вулканической деятельности (Скорнякова, Андрущенко, 1970; Харин, 1973; Goodell, Meylan, Grant, 1971; Sea floor..., 1974; и др.).

Состав и строение конкреций

В валовом химическом составе конкреций существуют значительные колебания как по содержанию металлов, так и по количеству нерудных примесей. Конкреции по существу являются породой, в которую рудные минералы входят в различных минералогических формах как составные компоненты, то преобладающие, то второстепенные. Ядро конкреции или основа, на которую наслаиваются железо-марганцевые окислы, состоит из обломков вулканических или осадочных пород и продуктов их изменения, биогенных остатков (зубы акул и т. п.). Кроме того, нерудные компоненты присутствуют в различных количествах как примесь в рудном веществе или в виде самостоятельных прослоек, оболочек, выполнения трещин или других пустот. Благодаря этому конкреции приобретают различный химический, минеральный и петрографический состав как в целом, так и в отдельных своих частях, а также в разных залежах (Мего, 1965; Скорнякова, Андрущенко, 1970; Безруков, Андрущенко, 1973; Lenoble, Rógel, 1974; и др.).

В силу такой неоднородности в составе конкреций содержание в них отдельных металлов подвержено значительным колебаниям (табл. 9). Из таблицы видно, что конкреции «в среднем» бедны рудами марганца, никеля, меди, кобальта и практический интерес могут представлять те разности конкреций, в которых содержание металлов приближается к наибольшему пределу.

Минеральный состав конкреций также довольно изменчив и характеризуется, по данным ряда исследователей, наличием некоторых минералогических форм марганца, не распространенных в марганцевых месторождениях другого генезиса (Мего, 1965; Clasby, 1972; Manganeses..., 1972). Действительно, в конкрециях найдены необычные минералогические образования, однако не они определяют их основной минеральный состав. По данным Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко

(1970), Е. С. Базилевской (1973) и других исследователей, в конкрециях главными рудными минералами являются псиломелан и гидрогетит, меньшую роль играют тодорокит, бернесит, возможно — вернадит. Из нерудных минералов (не считая

Таблица 9

Вариации состава и средний состав конкреций по главным компонентам
(в вес. %)

Элемент	Пределы содержания	Средние содержания		
		Тихий океан	Атлантический океан	Индийский океан
Mn	7,9—49,9	24,2	16,3	15,4
Fe	2,4—26,8	14,0	17,5	14,5
Co	0,01—2,3	0,35	0,31	0,25
Ni	0,16—2,0	0,99	0,42	0,45
Cu	0,03—1,6	0,53	0,20	0,15
Pb	0,02—0,36	0,1	0,1	0,07
Si	1,3—20,1	9,4	11,0	9,4
Al	0,8—6,9	2,9	3,1	3,0

обычно силикагного ядра) наиболее распространены монтморрилонит и филлипсит, а также карбонаты в виде органических остатков. Присутствующие в конкрециях цветные и редкие металлы не образуют самостоятельных минералов, а связаны с марганцем или железом.

Никель и медь концентрируются главным образом в марганцевых окислах, а кобальт и часть никеля тяготеют к железу (Ostwald, Frazer, 1973). Изучение конкреций из района восточной части приэкваториальной полосы в Тихом океане показало, что в марганцевую фазу конкреций входит от 0,5 до 2,0% никеля, 0,8—1,4% меди и лишь около 0,1% кобальта, а в железистую фазу 0—0,2% никеля, около 0,5% меди и 0,22% кобальта.

При составлении проектов поисков и разведки залежей с оптимальными показателями, позволяющими отнести залежи к месторождениям, необходимо учитывать приведенные основные характеристики конкреций. Нужно учитывать также, что особенности в химическом составе конкреций являются региональными, это позволяет проводить районирование залежей конкреций по их составу.

Главные задачи разведки залежей конкреций

Для экономически выгодной добычи конкреций необходимо предварительно решить целый ряд геологических, технических и технологических (оставляя в стороне правовые) задач. За рубежом такие задачи в какой-то степени решены, однако боль-

шинство методов решения этих задач и достигнутые результаты остаются лишь достоянием компаний. Поэтому при организации работ по промышленному освоению конкреций океанического дна будет необходимо самостоятельно решить ряд проблем и, возможно, найти свои, более рациональные, пути их разрешения.

Здесь сформулированы только некоторые основные задачи геологической разведки. Эти геологические задачи определяются необходимостью отыскания таких залежей конкреций, которые удовлетворяли бы, по крайней мере, следующим основным требованиям:

1) количество конкреций на единицу площади должно быть не ниже определенной величины (по зарубежным данным — не менее 5 кг/м²). Желательно, чтобы распределение конкреций на дне было равномерным;

2) размеры конкреций должны соответствовать возможностям добывающего устройства, т. е. желательно, чтобы конкреции в одной залежи были близкого к оптимальному размера. То же следует сказать об объемной массе конкреций, которая должна быть однородной в каких-то пределах;

3) химический состав конкреций должен удовлетворять двум основным требованиям: а) содержание металлов, в первую очередь никеля и меди, не должно быть ниже минимально допустимого (бортового), б) нерудные примеси в конкрециях (главным образом карбонатный материал), могущие быть помехой при обогащении руды или извлечении металлов, не должны превышать допустимой величины. Эти кондиции нужно еще установить;

4) минеральный состав, структура и текстура конкреций должны быть достаточно постоянны, поскольку этими характеристиками в основном определяется технология обогащения и переработки руды;

5) рельеф дна в пределах разведываемой площади должен допускать работу механизмов, собирающих конкреции;

6) разведка должна охватывать площади значительно большие, чем намечается отводить под разработку, поскольку необходимо выявить региональные изменения в распределении и других характеристиках конкреций и иметь возможность выбрать площадь с наилучшими показателями;

7) выбор района разведки должен основываться также на гидрометеорологических данных, поскольку сильные и переменные течения, длительные сильные ветры, наличие плавучих льдов или айсбергов являются помехой для разведки и разработки;

8) выбор района разведки должен учитывать расстояния от портов базирования судов-разведчиков и добычных судов, поскольку транспортные расходы составляют одну из важных статей расходов по добыче конкреций.

Относительно размеров площади разведываемой залежи нет достаточной ясности. Первоначально считали, что конкреции из одного более-менее значительного по площади района однородны по размеру и составу, а также по распределению их по поверхности дна (Меро, 1965). Однако при дальнейших исследованиях оказалось, что далеко не везде конкреции однородны в пределах одной и той же залежи. Так, например, при разведке залежей конкреций в Тихом океане выявлена значительная изменчивость состава, распределения, размера и площади распространения конкреций (Tinsley, 1973; Clasby, 1973; Hammond, 1974; и др.). Очевидно, задаваться заранее определенной площадью разведки нерационально; размеры этой площади должны быть одним из объектов разведочных работ.

Наконец, одной из важнейших задач разведки является поиск залежей на наименьших глубинах, поскольку глубина, с которой предстоит поднимать конкреции, более всех остальных условий разработки сказывается на себестоимости руды.

Все эти и другие задачи разведки залежей конкреций естественно требуют для своего решения соответствующего технического оснащения. Как показал опыт зарубежных работ, для поисков и разведки конкреций требуется специально оснащенное судно (поисково-разведочное судно — ПРС), к которому предъявляются следующие требования:

1) размеры судна должны быть достаточными для размещения на нем необходимого технического оборудования, лабораторий и научно-технического персонала с учетом плавания в открытом океане. Этим требованиям удовлетворяет судно водоизмещением порядка 3—5 тыс. т. Судно должно иметь неограниченный район плавания и автономность плавания не менее 2-х месяцев. Навигационная система должна обеспечивать точность определения места судна в море порядка 0,5—0,3 км, чтобы было возможно повторно выйти на исследованную точку;

2) для обеспечения качественного опробования залежей конкреций на судне должны быть установлены лебедки и другие спуско-подъемные механизмы с грузоподъемностью от 5 до 50 т и длиной тросов от 8 до 15 тыс. м. К пробоотборникам для разведочных целей предъявляются разные требования, но одним из важнейших требований является возможность точного количественного подсчета конкреций на единице площади дна.

Важнейшим методом разведки конкреций являются фотографирование поверхности дна и телевизионное наблюдение залежей, ведущееся параллельно с отбором проб. Но одних визуальных наблюдений или фотографий недостаточно, так как в некоторых районах обнаружены залежи конкреций, перекрытые маломощным покровом осадков. На таких участках дна конкреции могут быть не видны, в то время как добыча их может быть успешной, поскольку тонкий покров рыхлых осад-

ков не является препятствием для разработки любыми из возможных методов.

Геофизическая аппаратура и геофизические методы для разведки залежей конкреций не приобрели еще ведущей роли. Имеются опыты применения сейсмоакустических методов для разведки залежей конкреций путем выявления благоприятных фаций осадков в сочетании с опробованием (Dürbaum, Schlüter, 1974; и др.). Обнадеживающие опыты проведены некоторыми зарубежными специалистами по применению навеленной радиоактивности (активационного анализа) для оперативного определения химического (элементного) состава конкреций непосредственно на дне. Вероятно, роль геофизических методов будет возрастать по мере того, как будут совершенствоваться аппаратура и расширяться методы интерпретации геофизических данных;

3) на судне необходимо иметь лаборатории для простейших химических анализов, минералого-петрографическую, радиометрическую, фотолабораторию, помещение для картографических работ, а также помещения для первичной обработки проб, их упаковки и хранения. Надо учитывать необходимость отбора и валовых проб большого тоннажа.

Перспективные районы для разведки конкреций

Залежи конкреций занимают наибольшую площадь в Тихом океане, где выявлены гигантские области «рудных концентраций» их в северной приэкваториальной части, на юге, юго-востоке и менее обширные области в северной и юго-восточной частях бассейна. В других океанах столь обширных областей залежей конкреций нет. Отчасти поэтому, а также вследствие более высокого содержания цветных металлов в тихоокеанских конкрециях основные разведочные работы до сих пор проводились в Тихом океане. Определяющую роль в выборе районов разведки сыграло, конечно, и то обстоятельство, что первыми начали разведочные работы североамериканские фирмы, которые заинтересованы в выборе районов, расположенных ближе к своему побережью. Однако позднее в разведочных работах начали участвовать фирмы Франции, ФРГ, Англии — стран, расположенных на противоположной стороне земного шара. Тем не менее и эти фирмы включились в разведку тихоокеанских конкреций. По-видимому, определяющее значение при этом имело высокое содержание цветных металлов в руде.

В Атлантическом океане лишь в одном районе, в южной части Североамериканской котловины, известны конкреции (единичные находки) с повышенным содержанием меди и никеля. Этот район и представляется перспективным для разведочных работ; правда, неблагоприятным обстоятельством является большая глубина, превышающая 5 тыс. м.

Появились сообщения о находке конкреций в Индийском океане, не уступающих по содержанию цветных металлов лучшим тихоокеанским образцам. Таким образом, возможно, что и в Индийском океане могут быть обнаружены залежи конкреций, пригодные для их разработки.

В Тихом океане, по данным Н. С. Скорняковой и др. (Донные отложения..., 1973), площадь дна, на которой обнаружены «рудные концентрации» конкреций, составляет 16,02 млн. км². Осадки, на которых преимущественно залегают конкреции, представлены красными глубоководными глинами (12,12 млн. км²), фораминиферовыми илами (2,98 млн. км²) и радиоляриевыми илами (0,92 млн. км²). Проведенная фирмами США разведка конкреций показала (по тем немногим данным, которые опубликованы), что наилучшие по содержанию цветных металлов конкреции залегают на радиоляриевых илах миоцена к восток-юго-востоку от Гавайских островов (Tinsley, 1973).

Фирма «Дипси Венчерс инк.» с 1962 г. проводила разведку в восточной тропической части Тихого океана, и на восточном окончании этого поля радиоляриевых илов оконтурена площадь дна, на которую подана заявка. Глубины на участке заявки превышают 4500 м. Этот пояс радиоляриевых илов прослежен на 3 тыс. км в широтном направлении. В его пределах с 1972 г. ведут разведку экспедиции фирм США и ФРГ. Конкреции этого пояса имеют наиболее высокие содержания меди и никеля — суммарно до 2,5—3,0% («никелевый эквивалент» более 2)¹.

Повышенные содержания меди и никеля отмечены также в конкрециях, залегающих к юго-западу от Гавайских островов, в непосредственной близости к экваториальному «языку» фораминиферовых осадков — поясу повышенного осадконакопления. В других районах содержание в конкрециях цветных металлов, особенно меди, снижается, в то время как повышенное (более 1%) содержание никеля отмечено в ряде районов южной и юго-восточной частей Тихого океана. Повышенные содержания кобальта устанавливаются в конкрециях, залегающих вблизи от островных вулканических групп — Гавайских островов, островов Лайн, Туамоту, Кука и др. Но в этих районах конкреции, как правило, бедны медью и никелем.

Таким образом, в Тихом океане намечается одна наиболее перспективная полоса залежей конкреций, содержащих наибольшие количества меди и никеля. Она расположена между 6 и 20° с. ш. и примерно 180 и 120° з. д. Тем не менее, нельзя считать, что в остальных областях с «рудными содержаниями» конкреций не может быть залежей, в которых конкреции по

¹ «Никелевый эквивалент» — пересчет содержания других металлов на содержание никеля, при этом 1% никеля соответствует 2% меди или 1% кобальта.

содержанию цветных металлов были бы пригодны для рентабельной добычи.

Завершая краткий обзор современного состояния исследований и промышленного освоения железо-марганцевых конкреций океанического дна, следует сделать некоторые выводы.

1. Проблема технической возможности и рентабельности добычи конкреций со дна открытого океана при глубинах около 5000 м отдельными зарубежными фирмами, по-видимому, решена или близка к решению; другими — очевидно, будет решена в ближайшее пятилетие.

2. Основная ценность конкреций как руды заключается в цветных металлах, прежде всего в никеле, меди, кобальте. Ориентировочно суммарное содержание этих металлов должно быть не ниже 2,5% («никелевый эквивалент» не ниже 2). Поэтому, несмотря на широкое распространение конкреций в океанах, залежи, пригодные для разработки, пока выявлены только в одной области Тихого океана. Отдельные находки показывают, что, вероятно, залежи конкреций с высоким содержанием цветных металлов могут быть обнаружены и в других океанах.

3. Для проведения геологоразведочных работ в океане необходимо иметь специально оборудованные суда.

4. На современной стадии освоения конкреций определено, что «безграничные и неисчерпаемые» запасы этого типа руд достаточно ограничены, а их запасы не так велики, как представлялось ранее. Залежи конкреций, пригодные для разработки, составляют лишь небольшую часть всех известных залежей в глубоководных областях океанов.

Глава 9.

БЕРЕГОВЫЕ И ПОДВОДНЫЕ РОССЫПИ

Концентрации тяжелых минералов в песчаных отложениях прибрежной части морей и океанов известны давно, однако широкое их изучение и промышленное освоение началось только в начале текущего столетия. Вначале разрабатывались золотосные россыпи в районах «золотых лихорадок» — в Калифорнии и на Аляске, но так как золото для прибрежных морских россыпей не характерно, то такие разработки были редки.

В силу специфического состава тяжелых минералов, характерных для морских прибрежных россыпей, интерес промышленности к этим месторождениям возник и расширялся по мере того, как находились области применения элементов и их соединений, содержащихся в минералах россыпей. Например, в начале века монацит использовался для получения церия, который применялся для покрытия колпачков газокалильных фонарей;

теперь основная ценность монацита состоит в содержащемся в нем тории, и этот минерал отнесен к категории стратегического сырья. После второй мировой войны повышенный интерес вызвали титановые минералы — ильменит и рутил — в связи с широким применением титана и его соединений в специальной металлургии, лакокрасочной промышленности, электросварке и других областях техники.

В связи с значительными масштабами добычи минерального сырья из морских россыпей возникла возможность использования ряда минералов, ранее уходивших в отвал при извлечении наиболее ценных компонентов. В настоящее время за рубежом из морских россыпей добывают многие рудные и нерудные минералы, среди которых главными по масштабам добычи являются ильменит, рутил, циркон, монацит, титаномагнетит, а второстепенными, добываемыми большей частью попутно, — гранат, силлиманит, ставролит, драгоценные камни, шеелит, тантало-ниобаты, касситерит, золото, платина, хромит и некоторые другие. Россыпи касситерита, разрабатываемые на шельфе Зунда, не являются собственно прибрежными морскими, так как они образовались в субэаральных условиях (элювиальные, склоновые, аллювиальные россыпи), и общего с морскими россыпями у них только то, что в данное время они оказались под уровнем моря.

Быстрое развитие береговой горнодобывающей промышленности за рубежом определяется рядом обстоятельств: 1) простотой разработки россыпных месторождений; 2) отсутствием такого дорогостоящего процесса, как измельчение руды; 3) высокой чистотой получаемого продукта, очищенного от посторонних примесей уже в процессе формирования россыпи; 4) в ряде случаев — восстановлением месторождения естественным путем через несколько лет после его отработки. Кроме того, такие минералы, как циркон, частично рутил, монацит и силлиманит, образуют крупные скопления только в прибрежных морских россыпях. Для ряда стран экспорт продуктов разработки прибрежных морских россыпей является источником крупных валютных поступлений. Эти и другие экономические, технологические, частью политические причины стимулируют расширение поисков и развитие добычи сырья из прибрежных морских россыпей практически во всех приморских странах.

Общие предпосылки образования прибрежных морских россыпей

В генетическом ряду россыпных месторождений, который начинается на суше элювиальным типом, морские и озерные прибрежные россыпи представляют конечный, завершающий член этого ряда. Образование россыпных месторождений является элементом общего процесса терригенного седиментоген-

неза, который исследован Н. М. Страховым (1961—1963), показавшим, что в генетическом ряду россыпных месторождений береговые россыпи возникают закономерно и обладают рядом особенностей, только им свойственных.

Теоретические разработки и многочисленные примеры локализации различных россыпей в прибрежной зоне позволяют сформулировать некоторые общие геологические предпосылки, необходимые для образования россыпей в любых конкретных условиях.

1. Береговая зона должна получать достаточное количество обломочного материала.

2. Обломочный материал в береговой зоне должен перемещаться достаточно длительное время, прежде чем быть зафиксированным в какой-либо аккумулятивной форме (пляж, коса, пересыпь и др.).

3. Такая аккумулятивная форма должна быть длительно зафиксирована на одном месте, т. е. должна представлять собой геоморфологический элемент прибрежной зоны.

4. В массе наносов (песка, гравия) под воздействием движений воды (прибоя, в меньшей мере течений) должна происходить механическая сепарация частиц как по гранулометрическому составу, так и по плотности, т. е. по минеральному составу (грануло-минералогическая сепарация).

В этих предпосылках особое значение имеет первая, так как от количества поступающего в береговую зону обломочного материала зависит возможность образования достаточно крупных аккумулятивных форм наносов, а, следовательно, и рудных горизонтов. Большинство типичных минералов прибрежных россыпей представляют собой акцессорные минералы изверженных и метаморфических пород. Первичное содержание таких минералов в массе обломочных частиц, образующихся при выветривании коренных пород, составляет обычно доли процента. В россыпях же концентрация тяжелых минералов достигает десятков, иногда до 80 и даже 95%.

Следовательно, для образования россыпи должно быть переработано, соответственно по отношению к объему россыпи, в десятки и даже сотни раз большее количество наносов. Вместе с тем такая переработка должна происходить на ограниченной площади, иначе сепарируемые частицы будут рассеяны. Необходимо длительное существование аккумулятивной формы, в которой и будет происходить грануло-минералогическая сепарация. При этом нужно различать саму аккумулятивную форму и слагающий ее обломочный материал. Первая должна длительно существовать на одном месте, а обломочный материал должен быть в движении, причем в движении двоякого рода: а) перемещаться в пределах самой аккумулятивной формы с накоплением на определенном горизонте (тяжелая фракция); б) выноситься из пределов аккумулятивной формы

с замещением вынесенных частиц новыми, привнесенными.

Примеры таких процессов многообразны. На о. Шри Ланка (район г. Пулмоддай) подобное движение наносов происходит в пределах приливно-отливной части литорали; в юго-восточной части Балтийского моря на прибрежном мелководье существует вдольбереговой поток наносов, в котором легкие частицы постоянно обновляются, в то время как тяжелые оседают, образуя россыпь, и т. д.

Обломочный материал, слагающий аккумулятивные формы и питающий россыпь, может быть различного происхождения и доставляться в береговую зону разными путями. Устанавливаются следующие основные источники обломочного материала.

1. Кора выветривания кристаллических пород в гумидной зоне, особенно развитая в тропиках (Индия, Шри Ланка, Экваториальная Африка и др.), продукты размыва которой доставляются к морю преимущественно реками.

2. Продукты размыва промежуточных коллекторов — древних толщ обломочных пород (Восточная Австралия, Флорида и др.), которые транспортируются к морю преимущественно реками.

3. Продукты размыва донных, преимущественно флювиогляциальных и моренных отложений (юго-восточная часть Балтики, шельф Аляски).

4. Продукты размыва (преимущественно абразии) эффузивно-туфовых толщ (Япония, Новая Зеландия и др.).

5. Продукты размыва оттаивающих рыхлых отложений различного генезиса (Аляска, арктическое побережье Канады).

6. Продукты эолового переноса (существенно заметны в аридной зоне).

7. Выбросы взрывных вулканов (Курило-Камчатский пояс, Индонезия и другие вулканические пояса).

В общей массе обломочного материала, поступающего в морские бассейны, главное место занимает речной аллювий, на втором месте продукты абразии берегов. Остальные источники имеют локальное значение, но могут образовывать крупные россыпи (титаномагнетитовые россыпи Японии, Новой Зеландии; ильменит-цирконовые россыпи юго-восточной части Балтики и др.). По генетической классификации берегов для образования россыпей наиболее благоприятны аккумулятивные типы берегов потамогенных и талассогенных, на которых формируются наиболее крупные россыпи. Мелкие россыпи, тем более эфемерные скопления тяжелых минералов, могут возникнуть на берегах любого генезиса.

Практическое значение имеют не только россыпи современных аккумулятивных форм, но и древние, как приподнятые над

уровнем моря, так и затопленные. В определенных условиях морские россыпи перерабатываются ветром с образованием эоловых, дюнных россыпей, имеющих иногда громадные размеры.

Современное состояние освоения прибрежных морских россыпей за рубежом

Освещению современного состояния освоения прибрежных морских россыпей за рубежом посвящены обзоры Е. А. Величко, Е. А. Корбут (1970); Е. А. Величко, Е. М. Сокольской и О. К. Тареевой (1974). Здесь будут приведены некоторые основные показатели по разработкам россыпей и намечены некоторые перспективы развития береговой горнодобывающей промышленности.

По данным ООН, стоимость руд, добытых из прибрежных морских россыпей за рубежом, на 1970 г. составляла около 50 млн. долларов. В эту сумму входит стоимость касситеритовых концентратов — примерно 24 млн. долларов; алмазов с шельфа Намибии — 4 млн. долларов; железистых песков — 3,6 млн. долларов; остальная сумма (более 18 млн. долларов) падает на ильменит, рутил, циркон, монацит и, в меньшей степени, на другие побочные продукты. Добыча минерального сырья из прибрежных и подводных россыпей составляет около 7% от всей мировой добычи полезных ископаемых из россыпных месторождений.

К настоящему времени добыча полезных ископаемых из морских россыпей возросла. Разработки береговых россыпей расширяются во всем мире, и все новые страны начинают поставлять на мировой рынок минерального сырья свою продукцию. Однако ведущая роль в добыче и снабжении мирового рынка минеральными концентратами остается за несколькими странами, среди которых на первом месте находится Австралийский Союз.

На Австралийском континенте сложились исключительно благоприятные геологические и физико-географические условия для образования прибрежных морских россыпей. Источниками полезных минералов служат осадочные, изверженные и метаморфические породы от докембрийского до пермского возраста, слагающие Большой Водораздельный хребет на востоке и комплекс пород докембрия на западе. Хорошая обнаженность коренных пород способствует их интенсивному механическому выветриванию, а сезонные дождевые периоды — быстрому переносу обломочного материала к океану постоянными и временными водотоками. На восточном, части южного и западном побережьях Австралии накопились огромные массы песчаных отложений, слагающих различные геоморфологические элементы прибрежной зоны, в том числе в виде гигантских дюн. Разра-

ботками охвачена большая часть восточного побережья в пределах Южного Квинсленда и северной части Нового Южного Уэльса, где добываются главным образом рутит и циркон. Вторым крупнейшим районом разработок является юго-западное побережье Западной Австралии, где преобладает ильменит. Монацит добывается попутно, при этом на долю Западной Австралии приходится $\frac{2}{3}$, а на восточные штаты — $\frac{1}{3}$ добываемого в стране монацита.

Австралийская береговая промышленность выдвинулась на первое место в мире благодаря высокоразвитой технике добычи и технологии обогащения песков. По содержанию полезных компонентов австралийские россыпи уступают россыпям многих других стран, в частности Индии и Шри Ланка. В пляжевых, наиболее богатых россыпях восточного побережья Австралии содержание тяжелых минералов составляет до 10%, часто меньше, в прилегающих дюнах — штормовых валах — около 20%, а в удаленных от берега дюнах всего 0,5—1%. Такие песчаные массы уже не являются россыпями в обычном понимании этого термина: это всего лишь слабо обогащенные тяжелыми минералами пески. Тем не менее в Австралии в ряде случаев рентабельна разработка песков с содержанием полезных минералов не ниже 1%.

Исследования последних лет показали, что большинство песчаных накоплений на пляже имеет подводное продолжение на шельфе, местами с достаточно высоким содержанием полезных минералов. В связи с этим, а также вследствие истощения большинства богатых россыпей австралийская береговая промышленность осваивает разработку бедных песчаных массивов и подводных пляжевых россыпей.

За последние 25—30 лет бортовое содержание полезных минералов в песках понизилось примерно в 10 раз. Показательным примером служит разработка гигантских дюн высотой до 200 м на о. Северный Страдброк, где, несмотря на бедное содержание, добыча рутита за 2—3 года возросла на 45%. На 1975 г. в восточной части Австралии намечено приступить к разработкам гигантских дюн на о. Фрейзер, где содержание рутита и циркона не превышает 2%. Затем разработки намечено распространить и на о. Мортон.

Несмотря на такую переориентацию на бедные залежи, общая добыча концентратов рутита и циркона на восточном побережье все же снижается. Некоторым пополнением запасов являются разведанные на о. Кинг в Бассовом проливе небольшие, но богатые месторождения рутита, содержание которого достигает 50%, а общие запасы превышают 100 тыс. т. Однако при австралийских масштабах добычи такие запасы являются небольшими. Поэтому береговая промышленность восточного побережья все более ориентируется на подводные продолжения россыпей.

Подводные россыпи открыты в последние годы на шельфе штатов Квинсленд и Новый Южный Уэльс, где они приурочены к плейстоценовым пляжам, находящимся на глубине 36 м и больше. Выявлено до пяти затопленных террас, протягивающихся параллельно линии берега. Характерно, что ширина подводных пляжей в 2—3 раза превышает ширину современного пляжа (от 700 до 1200 м против 200—300 м на берегу). Обогащенные тяжелыми минералами горизонты залегают по меньшей мере двумя ярусами, из которых верхний имеет мощность 2—5 м, а нижний 5—12 м. При этом более богат нижний горизонт, но и в нем содержание главного полезного компонента — рутила — составляет всего около 0,2%, поэтому, а также в связи с открытием рутиловых россыпей в юго-западной части Австралии, разработка подводных месторождений пока не начинается.

Подводная разведка, а также более детальная разведка россыпей побережья показали, что распределение полезных минералов в песчаных отложениях довольно изменчиво и подвержено большим колебаниям. Если ранее разработка россыпей начиналась практически почти без разведки, то теперь признана необходимость более тщательных разведочных работ. Возможно, что такие работы выявят новые запасы тяжелых минералов на уже отработанных площадях.

В штате Западная Австралия россыпи выявлены в 50-х годах, в основном по юго-западному побережью. В отличие от восточного побережья главным минералом здесь служит ильменит; циркон, рутил и монацит являются побочными продуктами.

Крупное месторождение ильменита и рутила открыто в 1971 г. севернее г. Перт, в районе г. Энеабба, в 30 км от побережья. Россыпи приурочены к семи древним пляжевым террасам, поднятым на высоту от 84 до 132 м над уровнем моря. Подсчитанные запасы тяжелых минералов составляют более 9 млн. т при содержании их в песках от 4,8 до 9%. Высокое содержание рутила (9,5% тяжелой фракции) делает это месторождение особо ценным. Разработка его началась в 1974 г. Пример открытия месторождения Энеабба показал направление дальнейших поисков, и в короткое время в аналогичных условиях были открыты новые россыпи на протяжении более 180 км в удалении от берега на 30—35 км.

Второй район береговых россыпей ильменита на юго-западе Западной Австралии расположен близ г. Банбери, где открыты месторождения Кейпел, Йогануп, Воннеруп, Басселтон. Минимальное содержание ильменита в песках этого района равно 4%, среднее около 13%.

Австралийские концентраты экспортируются в США, Англию, Францию, Канаду, Японию, ФРГ и некоторые другие страны (табл. 10). Монацит целиком закупают США. В 1970 г. стоимость экспортированных концентратов (без монацита) составила 55,8 млн. долларов. Следовательно, приведенные в докладе

Генерального секретаря ООН цифры стоимости мировой добычи сырья из береговых россыпей сильно занижены.

Пример береговой горнодобывающей промышленности Австралии показывает, что даже при не слишком благоприятных

Таблица 10

Производство минеральных концентратов и экспорт их из Австралии

Продукт	Производство и экспорт*, тыс. т					
	1968 г.	1969 г.	1970 г.	1971 г.	1972 г.	1973** г.
Ильменит	600	701	890	815	708	635
	395	556	—	—	—	—
Рутил	280	356	362	367	317	323
	284	299	215*	—	—	—
Циркон	350	369	389	408	364	348
	266	311	—	—	—	—
Монацит	3,04	3,92	3,27	7,1	—	—
	2,57	2,62	3,0	—	—	—

* В числителе — производство, в знаменателе — экспорт.

** Неполные сведения.

показателях по содержанию полезных компонентов, разработка прибрежных морских россыпей может вестись в крупных масштабах с высокой рентабельностью.

Оловоносные россыпи

Подводные россыпи касситерита в основном аллювиального происхождения, но затопленные вследствие эвстатического послеледникового поднятия уровня Мирового океана, широко распространены на шельфе Юго-Восточной Азии (рис. 18). Россыпи касситерита имеются также на небольших островах вблизи о. Тасмания, в Великобритании (п-ов Корнуолл), на Аляске, на побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей и в Приморье в СССР. Однако наиболее показательны пример изучения и разработок подводных россыпей касситерита в Юго-Восточной Азии (включая Индонезию).

Коренные месторождения олова в Юго-Восточной Азии входят в Австрало-Азиатскую оловоносную систему, прослеживаемую от Чукотки до о. Тасмания, со смещением к востоку по разлому Хутанопан в Индонезии. Россыпи касситерита образовались при выветривании и разрушении коренных месторождений касситерит-сульфидной и касситерит-кварцевой формаций. В Юго-Восточной Азии такие месторождения и образованные

при их разрушении россыпи распространены в основном в Бирме, Таиланде, Малайзии и на «оловянных островах» Индонезии — Банка, Белитунг, Синкеп, мелких островах и архипелагах. Аллювиальные россыпи содержат крупнозернистый касситерит в рудоносном слое «какса», что исключает возможность

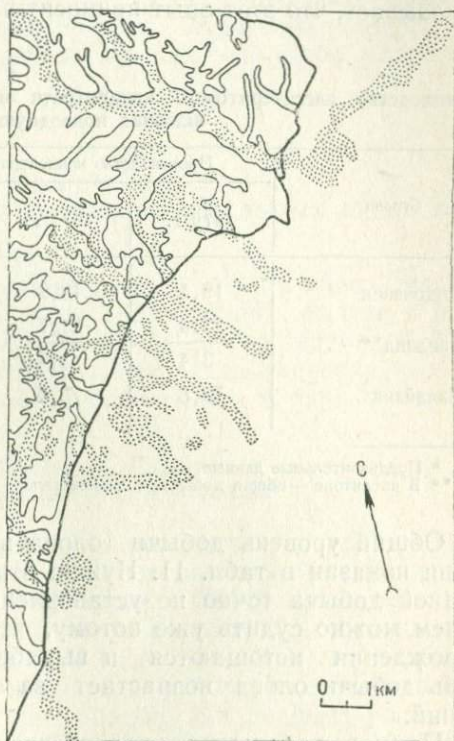


Рис. 18. Подводные продолжения и участки изолированного от суши залегания россыпей касситерита (показаны крапом) у о. Синкеп (Индонезия)

сколько-нибудь дальнего переноса его. Поэтому затопленные морем россыпи образовались в непосредственной близости к коренным месторождениям, в доплейстоценовое время, когда весь шельф Юго-Восточной Азии был сушей. Этому имеются многочисленные и неоспоримые доказательства.

Подводные россыпи залегают в условиях, сложных для поисков. Осадконакопление скрыло, как правило, подводные продолжения речных долин, которые не выражены в рельефе дна. Поэтому основным методом поисков является сейсмоакустическое профилирование, дополняемое бурением. Крупные успехи, достигнутые в освоении подводных оловоносных россыпей в странах Юго-Восточной Азии, стали возможны благодаря постоянному совершенствованию геофизической аппаратуры, методов ее применения и усовершенствованию буровой техники

для бурения на море. Не меньшую роль имеет и совершенствование техники добычи, применение морских многочерпаковых драг, работа которых оперативно направляется и контролируется по материалам детальной разведки подводных россыпей. Оловодобывающие компании накопили большой опыт на всех стадиях поисково-добычных работ, и рост подводной добычи показывает, что этот опыт приносит плоды.

Таблица 11

Производство касситеритового концентрата в странах Юго-Восточной Азии, включая подводную добычу

Страна	Производство концентрата в пересчете на металл, тыс. т			
	1970 г.	1971 г.	1972 г.	1973 г.*
Индонезия	19,1	19,8	21,8	22,5
Таиланд**	<u>21,3</u> 3,4	<u>21,7</u> 3,4	<u>22,1</u> нет свед.	<u>20,6</u> нет свед.
Малайзия	73,8	75,4	76,8	72,3

* Предварительные данные.

** В числителе — общая добыча, в знаменателе — добыча в море.

Общий уровень добычи олова в странах Юго-Восточной Азии показан в табл. 11. Нужно отметить, что хотя доля подводной добычи точно не установлена, она год от года растет, о чем можно судить уже потому, что доступные на суше месторождения истощаются и вырабатываются, а общий уровень добычи олова возрастает за счет подводных месторождений.

Пример подводных оловоносных россыпей шельфа Зунда показывает, что в сходных геолого-геоморфологических условиях могут находиться не только касситеритовые, но и другие россыпные месторождения. Один из таких примеров представляет номская золотая россыпь на Аляске, достаточно широко известная (Величко, Сокольская, Тареева, 1974; и др.).

Более подробно состояние и достижения зарубежных разработок прибрежных морских россыпей освещены в ряде обзоров (Величко, Корбут, 1970; Величко, Сокольская, Тареева, 1974; и др.).

Приведенные примеры освоения прибрежных и подводных россыпей, сформированных деятельностью моря в береговой зоне, далеко не исчерпывают всего многообразия таких россыпей по их распространению, морфологии, видам полезных компонентов, условиям залегания относительно уровня моря, промышленному значению. Зарубежная практика показывает, что

имеются перспективы значительного расширения ареала поисковых работ на россыпи как в сторону прибрежной суши, так и в подводной части прибрежного мелководья — внутренней части шельфа. Промышленную ценность представляют не только современные (плейстоцен-голоценовые) россыпи, но и более древние, вплоть до мезозойских. Поэтому необходимо разрабатывать методы детального палеогеографического анализа для установления положения древних береговых линий, речных русел и других геоморфологических элементов палеорельефа.

Глава 10.

ДРУГИЕ ВИДЫ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

В океане обнаружены проявления и других видов твердых полезных ископаемых или таких образований, которые в перспективе могут быть отнесены к полезным ископаемым. Здесь мы остановимся только на отдельных видах минеральных образований, которые наиболее перспективны в ближайшем будущем.

Металлоносные илы и рассолы

Впервые воды с повышенной соленостью и температурой были обнаружены в Красном море шведским научно-исследовательским судном (НИС) «Альбатрос» в 1948 г. Более детальные исследования были предприняты американской экспедицией на судне «Дискавери» в конце 1963 г.; в 1964—1966 гг. исследования глубин Красного моря привели к обнаружению в осевой депрессии морского ложа трех впадин, заполненных рассолами с температурой воды до 56°С, концентрацией солей до 26% и повышенным содержанием ряда металлов. На дне этих впадин залегают илы, обогащенные металлами, содержащимися в рассолах, главным образом железом, марганцем, медью и цинком при повышенном содержании ряда других элементов (Hot brines..., 1969). Заполненные рассолами и рудными илами впадины — Атлантис-II, Чейн и Дискавери, получившие наименования по названию исследовательских судов, приурочены к предполагаемой рифтовой трещине (грабену) в осевой части Красного моря, а образование нагретых рассолов связывается с современной вулканической деятельностью в зоне рифтовой трещины (Дзоценидзе, 1972; и др.).

В Красном море термальные рассолы и металлоносные осадки приурочены к отдельным понижениям (впадинам) в рельефе дна. В наиболее изученной и самой большой по размерам впадине Атлантис-II осадки, содержащие металлы, четко

чередуются в виде слоев различной окраски с осадками, не содержащими металлов. Выделяются семь фаций.

1. Детритовая — темно-желтые осадки из обломков раковин и планктонных остатков в смеси с кварцем, полевым шпатом и примесью глинистого материала. Такие осадки обычные и за пределами впадины.

2. Железисто-монтмориллонитовая — черные мелкозернистые глинистые осадки, очень насыщенные водой и обогащенные гидроокислами железа, содержат сфалерит.

3. Аморфный осадок — оранжево-желтый, содержащий гётит в виде микронных стяжений, — наиболее распространенная фация, обычно имеющая четкую поверхность раздела в контакте с другими фациями. Вблизи южного края впадины в этой фации образуется гематит, возможно вследствие нагрева около выхода термальных вод.

4. Сульфидная — черный мелкозернистый осадок в виде однородной массы. Сульфидный слой встречен только во впадине Атлантис-II, сложен моносульфидом железа, сфалеритом (марматит), халькопиритом и пиритом.

5. Марганцево-сидеритовая — темно-желтый уплотненный осадок в виде тонких прерывистых прослоек.

6. Ангидритовая — белые однородные слои крупнокристаллической структуры до 20 см мощностью.

7. Манганитовая — черный осадок, внешне похожий на сульфидную фацию, но меньшей мощности (сантиметры). Кроме манганита содержит также необычные минералы марганца.

Во всех фациях цветные металлы представлены сульфидами. Главную потенциальную ценность этих рудопроявлений представляют сульфиды меди и цинка; установлено также наличие небольших количеств кобальта, никеля, свинца, кадмия, мышьяка, индия, ртути, золота, серебра.

По данным глубоководного бурения (Hackett, Bischoff, 1973), рудоносные осадки подстилаются нормальными карбонатными отложениями Красного моря, под которыми залегают базальты. Гидротермальная деятельность, в результате которой образовались рудоносные осадки, началась около 13 тыс. лет назад и продолжается по настоящее время. Показателем современной активности является наблюдаемое во впадине Атлантис-II возрастание температуры придонного рассола примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$ в год. Со времени начала наблюдений в 1964 г. температура рассола возросла с 56 до 61°C в 1973 г.

Глубоководное бурение в Красном море вскрыло также горизонт эвапоритов в основании осадочной толщи, вне впадин с рассолами. Это неожиданное открытие пролило новый свет на генезис горячих рассолов, содержащих до 26% солей. Исследования изотопного состава кислорода воды рассолов и другие

данные показали, что рассолы не являются эндогенными, ювенильными гидротермами, а представляют собой нагретую морскую воду, просочившуюся в базальтовую толщу в активной зоне грабена. Исключительно высокая соленость рассолов является, очевидно, следствием растворения солей эвапоритов, залегающих в основании осадочной толщи.

В различных депрессиях на дне Красного моря залегают металлоносные осадки или скапливаются рассолы несколько различного состава, с разной температурой и соленостью. Такие различия понятны, если учесть, что образование этих рассолов и осадков происходит за счет выщелачивания компонентов из близлежащей толщи базальтов и осадков, которые имеют неодинаковый состав.

В течение 1970—1973 гг. в Красном море были открыты, кроме ранее известных трех впадин с рассолами, еще 13 депрессий (рис. 19), в которых обнаружены обогащенные металлами осадки или рассолы (Bäcker, Schoell, 1972; Bäcker, Richter, 1974; и др.). Все они отличаются физическими параметрами и химическими компонентами. Процессы образования осадков и рассолов неодинаковы в разных депрессиях.

Эта разнохарактерность рудопроявлений в подводных условиях обнаруживается еще более резко при сопоставлении рудопроявлений в Красном море и в других районах — на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в вулканических областях Индонезии, Средиземного моря, в активных зонах океанических подвижных поясов Атлантического и Индийского океанов (Aluminium-roof..., 1969; Origin..., 1973; Metalliferous sediments..., 1973; Розанова, Батурич, 1971; и др.). Предпринятые в последние годы исследования подводной гидротермальной деятельности, в том числе и на судах Института океанологии АН СССР, проводимые в разных океанах, выявляют все новые и новые факты современной и недавней активности эндогенных сил в океанической коре. В ряде случаев такая активность приводит к образованию повышенных концентраций некоторых металлов как в осадках, так и в рассолах.

Все эти рудопроявления, связанные с деятельностью эндогенных сил в океанической коре, следует, по-видимому, относить к типу вулканогенно-осадочных, хотя не всегда они прямо связаны с собственно вулканической деятельностью. Обращает на себя внимание такая особенность в распространении этих вулканогенно-осадочных рудопроявлений, как приуроченность их к зонам повышенного теплового потока, повышенной сейсмичности и, в ряде случаев, современного вулканизма. Повышенный тепловой поток характерен, как правило, для рифтовой (осевой) зоны океанических подвижных поясов. В этой же зоне отмечается повышенная сейсмичность с мелкофокусными эпицентрами очагов землетрясений, нередко также в рифтовой зоне обнаруживается подводная вулканическая деятельность.

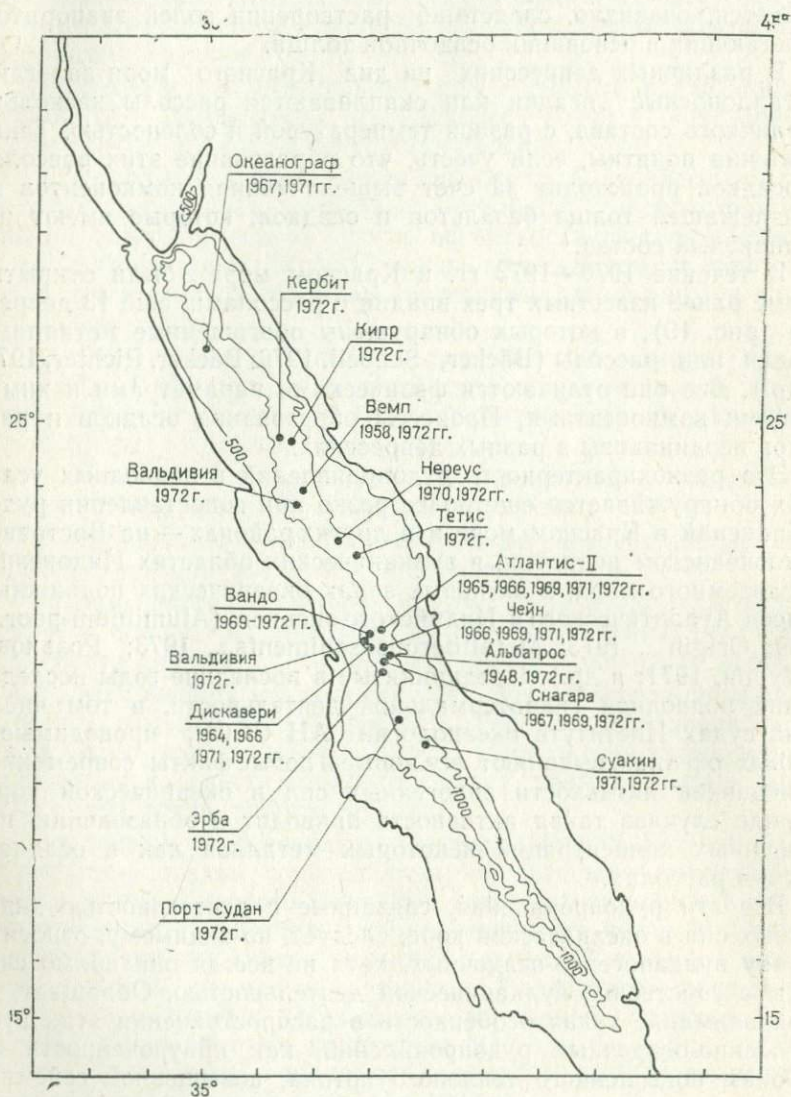


Рис. 19. Участки проявления термальных рассолов и металлоносных осадков в Красном море. Указаны названия впадин и годы их исследования

Таким образом, осевые зоны океанических подвижных поясов характеризуются почти на всем их протяжении наличием признаков, сопровождающих процессы выделения металлоносных рассолов, иногда накопления обогащенных металлами осадков. Такие же признаки бывают характерны и для областей современного подводного вулканизма вне океанических подвижных поясов, в современных геосинклинальных областях, как, например, Средиземное море, моря Индонезии и краевые тихоокеанские моря (Backer, Richter, 1974; Piper, 1973; Sayles, Bischoff, 1973; и др.).

Как в рассолах (часто это — воды с лишь несколько повышенной, против обычной морской воды, минерализацией), так и в осадках этих зон (областей) устанавливается обогащение рядом элементов — Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, As, B, Ag, V, Ni, Co и некоторыми другими, а также H_2S и SO_4 . Однако набор элементов и их относительная роль в растворах и осадках сильно варьируют, поэтому наблюдаемые в разных областях проявления вулканогенно-осадочной минерализации значительно различаются между собой. Такие различия являются, очевидно, следствием различия геологических условий, в первую очередь — тектонической позиции района рудопроявлений.

Практическое значение рудопроявлений вулканогенно-осадочного генезиса в океане еще далеко не ясно.

В Красном море рудоносные илы впадины Атлантис-II оценены в кубометрах, тоннах, в сыром и сухом весе, по содержанию металлов, наконец — в долларах, но все это еще не делает эти отложения рудой, так как остаются нерешенными многие вопросы технического, технологического, юридического, конъюнктурного характера; неясна экономическая перспектива разработок руд такого типа. Еще менее ясны перспективы освоения рудопроявлений в виде илов и рассолов в других впадинах Красного моря, а особенно — в океанах, где по существу еще и не найдены рудопроявления с достаточно высоким содержанием металлов. Тем не менее научные интересы и, хотя и отдаленные, перспективы освоения таких рудопроявлений заставляют продолжать их исследование.

Фосфориты и другие перспективные виды минерального сырья

Некоторые геологические условия образования фосфоритов на шельфе современных океанов были рассмотрены раньше. Однако в упомянутых условиях не учтена возможность отдаленного влияния подводного вулканизма на накопление фосфора в осадках. Между тем такое влияние вполне вероятно; об этом говорит Г. С. Дзоценидзе (1969), рассматривая условия накопления фосфоритов в районах вулканической деятельности

в геологическом прошлом. Это замечание имеет целью подчеркнуть, что процессы современного фосфатообразования еще не выяснены до конца (Батурин, 1974).

Фосфоритам в современных осадках уделяется большое внимание со стороны горнодобывающих компаний. Однако до сих пор промышленная добыча фосфоритов не налажена, что объясняется многими как техническими, так и экономическими причинами; тем не менее подводным залежам фосфоритов за рубежом придается большое значение как возможному новому источнику агрохимического сырья.

Распространение фосфоритов на шельфе и континентальном склоне подчинено определенным закономерностям. Географическое расположение фосфоритовых залежей ограничено по широте: до 40—42° с. ш. и не южнее 50° ю. ш. Подобное ограничение в распространении фосфоритов отмечается и для их ископаемых залежей. Современное распространение фосфоритов ограничено исключительно океаническими шельфами; ни в одном из окраинных или внутренних морей фосфориты не обнаружены. Проявляется избирательность в залегании фосфоритов в зонах подъема глубинных вод к шельфу вследствие явления апвеллинга. Фосфориты в других областях, где не происходит подъема глубинных вод к шельфу, вероятно, не аутигенные, а переотложенные из фосфоритоносных отложений, подвергшихся подводной или субаэральной эрозии. На шельфе и в верхней части континентального склона фосфориты обнаружены во многих районах океанов.

В тихом океане подводные залежи фосфоритов обнаружены не только у берегов Северной и Южной Америки, от Канады (о. Ванкувер) до Чили, но и на противоположной стороне океана — у о. Хонсю от широты г. Токио до юго-восточной оконечности острова, на плато Чатам у Новой Зеландии, на шельфе о. Тасмания, на банках у Соломоновых островов (где они могут быть другого генезиса, как, например, на о-вах Науру и Ошен) (Безруков, 1970). Наибольшие скопления фосфоритов известны на мексиканском шельфе и у Южной Калифорнии, где эти образования подробно изучены (Dietz, Emery, Shepard, 1942; Emery, Dietz, 1950; и др.). Запасы фосфатного сырья достигают здесь сотен миллионов тонн.

В Атлантическом океане фосфориты выявлены почти на всем западноафриканском шельфе — от Гибралтара до банки Агульяс у южной оконечности материка, на западном и северном шельфах Пиренейского полуострова, у американских континентов на шельфе Бразилии, у Фолклендских островов; в районе островов Флорида-Кис, на плато Блейк и шельфе Северо-Американского континента до широты Нью-Йорка.

В Индийском океане фосфориты и фосфатсодержащие осадки обнаружены на шельфе Аравийского полуострова,

у Малабарского побережья Индии, Северных Андаманских островов, у западного побережья Австралии (?), на о. Рождества.

На обследованных площадях установлено несколько форм нахождения фосфоритов. Наиболее распространенная и ранее других обнаруженная форма получила собирательное название желваков, или конкреций, хотя собственно конкреционное состояние в этих фосфатных агрегатах, как правило, не наблюдается. Фосфоритовые конкреции с бордерленда Калифорнии подробно описаны в литературе. Конкреции из других районов океана имеют аналогичный внешний облик — плитчатые, округлые, угловатые, сферические, выпуклые кверху, нередко ячеистые или просверленные организмами агрегаты размером в первые сантиметры, но иногда достигающие десятков сантиметров в поперечнике и массы в десятки килограммов, иногда даже свыше 100 кг.

Второй формой выделения фосфатных частиц являются зерна и оолиты песчаной размерности и более мелкие, обнаруженные в песчано-алевритовых осадках на дне в местах залеганий конкреций. В последние годы тщательные исследования, проведенные у берегов п-ова Калифорния и в других местах, показали, что зерна фосфатного состава представляют собой самостоятельный тип отложений в сравнительно мелководных условиях. Зерна обычно являются фосфатизированными фекальными комочками (копролитами) мелкопесчаной размерности, оолитами и биокластическими остатками — зубами, костями, слуховыми косточками рыб и китов, обломками фосфатных раковин моллюсков, но последние частицы не имеют большого распространения.

Третья форма обнаружена лишь недавно и представлена, вероятно, обломочными пелитовыми частицами фосфатов, сне-сенными с прилегающей суши и смешанными с прибрежными осадками. Подобные осадки, обнаруженные на шельфе южных атлантических штатов США, у Малабарского побережья Индии, на шельфе юго-восточной части Австралии и в других районах, получили наименование фосфатных илов.

Наконец, в глубоководной области океана наблюдается фосфатизация залегающих на дне карбонатных пород, что приводит иногда к полному замещению фосфоритом исходных пород. Эта четвертая форма обнаружена лишь недавно (Фосфориты..., 1969).

Пятой формой являются островные фосфориты, описанные выше.

Первые четыре формы концентрации фосфатного вещества на морском дне обычно проявляются на различных глубинах, в разных геоморфологических условиях и в неодинаковых масштабах. Наименьшая масса фосфатного материала сосредото-

чена, по-видимому, в фосфатных илах, наибольшая — в конкрециях; зерна, оолиты и сопутствующие выделения занимают промежуточное положение. Что касается фосфатизированных карбонатных пород, то их распространение и масштабы проявления еще очень мало изучены. Поэтому они в дальнейшем не рассматриваются.

Указанные формы фосфатных отложений генетически неодинаковы. Фосфатные илы представляют собой продукт эрозии и переотложения продуктов размыва фосфатсодержащих пород.

Зернистые фосфориты — мелкие фекалии и оолиты — залегают преимущественно на глубинах от 20 до 60—100 м; у побережья п-ова Калифорния эти осадки приурочены к подводным плато и банкам на внутренней части шельфа и отсутствуют в соседних депрессиях подводного рельефа. Аутигенное происхождение этих частиц очевидно, хотя возможно их переотложение в прибрежной зоне в пределах участка распространения. Образование фосфоритовых отложений этого типа происходит, очевидно, длительное время на одном месте при сохранении геоморфологической и океанографической обстановки, так как в колонках осадков содержание фосфоритов по разрезу остается постоянным (в пределах первых метров).

Конкреции (включая все виды относительно крупных фосфоритовых образований) залегают на современном шельфе и склоне на глубинах от 80—100 до 500—600 м, чаще всего в интервале глубин от 100 до 300 м, хотя отдельные находки конкреций были сделаны на глубинах до 2500—3000 м. В последнем случае, вероятно, конкреции были смещены к подножию континентального склона.

Происхождение конкреций, вероятно, двоякое. Наряду с вескими доказательствами их аутигенного происхождения (Батурин, 1974; и др.) имеются не менее существенные свидетельства их переотложения из эродируемых фосфоритоносных пластов. Вероятно, имеются как аутигенные, так и переотложенные фосфоритовые конкреции. К первым относятся фосфориты бордерленда Калифорнии, тихоокеанского шельфа Южной Америки, атлантического шельфа юга Африки — т. е. тех районов, где существуют благоприятные океанографические условия. Ко вторым — фосфориты во Флоридском проливе, на плато Блейк, возможно на отдельных участках шельфа Северо-Западной Африки — там, где океанографические условия неблагоприятны, а на дне или на берегах обнажаются фосфоритоносные породы, подвергшиеся эрозии.

Аутигенные фосфориты залегают в тех районах океана, где наблюдаются подъем глубинных вод к шельфу, обильная органическая продуктивность приповерхностных вод, аридный климат, ограничивающий темп терригенного осадконакопления.

Современное образование фосфоритовых конкреций недавно установлено на шельфе Юго-Западной Африки. Здесь на глубине от 50 до 130 м происходит образование фосфоритовых конкреций и наблюдаются различные стадии их формирования — от рыхлых фосфатизированных густов или до твердых оформленных конкреций, а также фосфатизированные фекалии крупных рыб и морских млекопитающих. Образование конкреций здесь, несомненно, процесс диагенетический, причем источником фосфора является в основном органическое вещество осадка (диатомовый ил с высоким содержанием $C_{орг}$ и фосфора — до 1%). Твердые, вполне оформленные конкреции залегают на внешнем шельфе Юго-Западной Африки, и их образование может быть объяснено как результат переыва в период гляциоэвстатического понижения уровня океана с выносом тонких частиц и разрушением рыхлых, не затвердевших стяжений фосфоритов.

Не ясно, все ли аутигенные фосфориты, обнаруживаемые в настоящее время на шельфе, имеют подобный генезис. По-видимому, большинство наблюдаемых в настоящее время фосфоритовых конкреций образовалось довольно давно, так как кроме шельфа Юго-Западной Африки нигде нет ясных следов их современного происхождения. Палеонтологические данные указывают на возраст конкреций от миоцена до четвертичного (Величко, 1974).

Возможно, что сравнительно древнее происхождение конкреций объясняет их современное глубоководное залегание (что противоречит мнению о мелководности фосфоритовых фаций). Образовавшись в период низкого стояния уровня океана, конкреции оказались в настоящее время на большей глубине в силу эвстатического поднятия последнего. Фосфатные же стяжения, образующиеся в современную эпоху, залегают неглубоко, как показывают наблюдения над положением фосфоритовых зерен и оолитов на шельфе Юго-Западной Африки и на шельфе п-ова Калифорния. Определение возраста фосфоритов в оолитах показало возраст от 17 до 26 тыс. лет для оолитов песчаной размерности и около 1 тыс. лет для мелких (менее 5 мкм) частиц. Вероятно, рост фосфоритовых стяжений происходит очень медленно, по крайней мере в современных условиях; по-видимому, условия образования залегающих в море фосфоритов отличались от существующих ныне условий их нахождения.

Промышленная добыча фосфоритов из подводных залежей долгое время задерживается из-за их худшего качества по сравнению с фосфоритами, добываемыми на суше, а также из-за новизны морских разработок и неподготовленности рынков сбыта. В последние годы в США ведется интенсивная подготовка к подводным разработкам фосфоритов, причем в качестве первоочередного объекта избраны залежи зернистых фосфори-

тов у берегов п-ова Калифорния, несмотря на низкое (5—12%) содержание в осадках P_2O_5 . Благоприятными для разработки условиями являются небольшая глубина участка добычи (от 45 до 90 м), отсутствие вскрыши, возможность извлечения рудной массы без предварительного разрушения ее и легкая обогатимость руды простым отмывом мелких частиц осадка, что повышает содержание пятиоксида фосфора до 20%, а после несложной флотации — до 31%. Немаловажную роль играет и то, что месторождение находится в заливе, где редко бывает сильное волнение. Однако сведений о поступлении фосфатного сырья из подводных месторождений на рынок пока нет (Ove-gall, 1968).

Местное значение имеют фосфатные илы, пригодные для внесения в кислые почвы в сыром виде, без какой-либо дополнительной переработки. Добыча фосфатных илов на мелководье может быть организована в крупных масштабах без больших капиталовложений.

Из других видов подводных полезных ископаемых, которые начинают осваиваться или имеют перспективу стать минеральным сырьем, можно упомянуть следующие виды.

Барит в виде конкреций или стяжений различной формы обнаружен в Японском море на банке Син-Гури. Баритовые конкреции размером от 1 до 20 см, округлой формы, залегают в диатомовых аргиллитах среднего миоцена. Конкреции плотные, аргиллитоподобной структуры, содержат 74—84% сернокислого бария. В небольших количествах присутствуют сульфаты стронция, свинца и ангидрит. Предполагается, что барит привнесен гидротермальными растворами и осажден в результате реакции с сульфат-ионом в диатомовых аргиллитах.

Подобные конкреции довольно широко распространены на шельфах многих морей и могут служить баритовым сырьем. Нужно отметить, что разрабатываемое на Аляске в проливе Дункан на глубине до 30 м баритовое месторождение является гидротермальным и отнесено к морским только в силу подводного положения.

Глауконит — распространенный в морских осадках минерал, содержащий от 4 до 9,5% K_2O , давно привлекает внимание как сырье для производства калийных удобрений. На суше глауконит с этой целью разрабатывается.

На шельфе и континентальном склоне глауконит обычно распространен там, где терригенное осадконакопление подавлено или практически отсутствует. Вопреки распространенному мнению о мелководности фации глауконита в осадках геологического прошлого, современные отложения глауконита приурочены в основном к глубинам от 200 до 600 м; на меньших глубинах содержание глауконита в осадках незначительно или

он вообще отсутствует. Глауконит встречается только на подводных окраинах материков и отсутствует на склонах островов и в пелагической области океана.

Глауконит встречается обычно в зернах песчаной размерности, но изредка образует и конкреции до нескольких сантиметров в диаметре. Иногда он замещает силикатные минералы, обломки раковин или выполняет полости скорлупок фораминифер. Скопления глауконита образуют так называемые зеленые илы или пески, в которых содержится 80% минерала; мощность таких осадков первые десятилетия доли метра.

Области применения глауконита могут быть довольно многообразны: в производстве удобрений, изготовлении зеленой краски, стойкой по отношению к кислотам и щелочам, для смягчения жесткой воды и в других областях. Перспективность глауконита как минерального сырья заключается в основном в его широком распространении, колоссальных запасах и доступности для дешевой гидравлической добычи.

Железистые оолиты обнаружены на мелководном шельфе западного берега Африки, в Европе на п-ове Бретань, в Адриатическом море и, вероятно, распространены гораздо шире. Оолиты сложены гетитом. Их залегание относительно берега подчиняется, по-видимому, определенной закономерности. Например, у побережья Габона железистые оолиты впервые появляются на глубине 30 м, образуясь преимущественно на фекальных комочках и скорлупках фораминифер. До глубины 45—50 м количество железистых оолитов обычно возрастает, глубже они замещаются глауконитом. Мощности слоев железистых оолитов не известны, но, по-видимому, невелики. До сих пор крупных залежей таких железистых образований найдено не было, поэтому не известна и перспективность их как руды железа.

Основные выводы

Исследования и освоение твердых полезных ископаемых океанического дна развиваются во всем мире (рис. 20). Эта отрасль геологической науки и практики формируется как самостоятельное направление. Научное состояние отрасли в настоящее время определяется преобладанием гипотез над установленными закономерностями. Практическая сторона характеризуется сравнительно небольшой долей добычи минерального сырья в общем балансе производства мировой горнорудной промышленности. Виды добываемого сырья также ограничены (разрабатываются преимущественно россыпи и строительные материалы), но для ряда стран морские разработки стали уже традиционными (Австралия, США, Япония, Индия, Шри Ланка, Бразилия и др.).

Рис. 20. Схема распространения в Мировом океане основных месторождений и проявлений твердых полезных ископаемых. 1 — россыпи береговых шхтам; 2 — россыпи алмазов; 3 — фосфориты (удаление от берега сильно преувеличено); 4 — подводная разработка шхтам; 5 — проявления вулканогенно-осадочного оруденения; 6 — подводные разработки серы; 7 — контуры площадей залежей железомарганцевых конкреций; 8 — площади распространения обогащенных металлами осадков в Тихом океане; 9 — районы находок конкреций с «никелевым эквивалентом», близким к 2; 10 — зоны разломов; 11 — участки заявки на разработку конкреций фирмы «Дипси Венчерс». Символы обозначают: Тi — титановые минералы, Рf — циркон, М — монацит, Fe — гитаномагнетит, Sn — касситерит, Pt — платина, Cr — хромит.

Основные тенденции, сформировавшиеся к настоящему времени, заключаются, с одной стороны, в расширении и повышении интенсивности научных исследований и, с другой стороны, в расширении использования твердых полезных ископаемых дна океана. Первая тенденция проявляется в резком увеличении числа специалистов, привлекаемых к изучению геологии и полезных ископаемых океана, в увеличении количества научных и научно-производственных организаций по морской геологии, числа научно-исследовательских судов, совершенствовании технических средств научных исследований, увеличении ассигнований на эти цели. Вторая тенденция проявляется в расширении поисков и увеличении масштабов добычи уже известных видов полезных ископаемых — из россыпных месторождений, строительных материалов, химического сырья, в расширении деятельности по освоению глубоководных залежей железо-марганцевых конкреций, в которую (деятельность) вовлекается все большее число стран, в выявлении областей использования новых видов минерального сырья (рудные илы Красного моря), в планировании разработки подводных месторождений в крупных масштабах, способных оказать заметное влияние на мировой рынок минерального сырья.

Перспективы использования твердых полезных ископаемых океанического дна заключаются в создании новой отрасли горнорудной промышленности. Эта отрасль сможет удовлетворить лишь часть мировой потребности в минеральном сырье, но для отдельных стран возможно освобождение от импортной зависимости в отношении некоторых видов сырья. Реальные перспективы получения в больших количествах марганца, никеля, меди, кобальта, цинка (конкреции и металлоносные илы), титана, олова, тория, редких земель, циркония, гафния и других редких элементов (прибрежные россыпи); строительных материалов, агрохимического сырья (отложения на шельфе и континентальном склоне). Мало перспективно получение хрома, платины, золота, алмазов. Бесперспективно нахождение в океане большинства рудных месторождений, связанных с гранитоидами, образованных субаэральными процессами (коры вывет-

ривания, зоны вторичного обогащения и т. д.), а также каустобиолитов (кроме углеводов).

С учетом указанных тенденций и перспектив можно констатировать, что морская геология полезных ископаемых и подводная добыча их стали мировой отраслью науки и горнодобывающей промышленности и имеют явно выраженную тенденцию дальнейшего развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К РАЗДЕЛУ III

Базилевская Е. С. К вопросу о минеральном составе железо-марганцевых конкреций.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 2, с. 426—429.

Батурич Г. Н. Фосфориты найдены в глубинах океана.—«Природа», 1972, № 6, с. 86—87.

Батурич Г. Н. Новые данные о верхнечетвертичных фосфоритовых конкрециях на шельфе Юго-Западной Африки.—«Океанология», 1974, № 6, с. 1040—1045.

Безруков П. Л. Фосфориты.—В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Т. 6. М., «Наука», 1970, с. 282—287.

Безруков П. Л. Проблемы геологического исследования полезных ископаемых океана.—«Океанология», 1971, № 6, с. 969—981.

Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. К геохимии железо-марганцевых конкреций Индийского океана.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 9, с. 28—37.

Бутузова Г. Ю. Современные осадки в кальдере о. Санторин и влияние вулканизма на их образование.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 56—62.

Вахрушев В. А., Прокопцев Н. Г. Первично магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях в ультрабазитовых породах.—«Геология рудных месторождений», 1969, № 6, с. 24—30.

Вахрушев В. А. Рудные (сульфидные) обособления в породах верхней мантии Земли и некоторые проблемы эндогенного рудообразования.—Международн. геохимич. конгр., 1972. Тезисы докл., т. 1, с. 97—98.

Величко Е. А. По богатству недр океан уступает суше.—«Природа», 1971, № 4, с. 59—66.

Величко Е. А. Фосфориты в современной прибрежной зоне моря.—В кн.: Минеральные ресурсы Мирового океана. Л., «Недра», 1974, с. 204—211. (НИЛЗарубежгеология. Труды. Вып. 27.)

Величко Е. А., Корбут Е. А. Распространение и освоение морских прибрежных россыпей за рубежом.—В кн.: Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. М., 1970, с. 7—68. (НИЛЗарубежгеология. Труды. Вып. 21.)

Величко Е. А., Сокольская Е. М., Тареева О. К. Современное состояние освоения прибрежных морских россыпей зарубежных стран. Обзор ВИЭМС, сер. XIII. М., 1974. 44 с.

Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974. 282 с. (Краткие тезисы IV Всесоюзного семинара).

Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968. Авт.: Н. М. Страхов.

Дзоценидзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза.—«Геология рудных месторождений», 1972, 14, № 5, с. 3—21.

Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана.—«Литолог. и полезн. ископ.», 1973, № 1, с. 17—28. Авт.: Н. С. Скорнякова, И. О. Мурдмаа, Н. Г. Прокопцев, В. И. Маракуев.

Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965, с. 70—79.

Игнатьев Г. М. Фосфоритовый остров Науру.— «Природа», 1972, № 5, с. 29—35.

Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968. 178 с.

Минеральные ресурсы моря. Доклад Генерального секретаря ООН. Изд. ООН, 1971, № E. 70. П. В. 4. 113 с.

Минеральные ресурсы Мирового океана и некоторые закономерности их распространения. Ред. В. В. Федынский и В. Е. Хаин. Л., «Недра», 1974. 231 с. (НИЛЗарубежгеология. Труды. Вып. 27.)

Новые данные о морфоструктуре рифтовой зоны Атлантического океана.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 200, № 1, с. 214—217. Авт.: Г. Б. Удинцев, В. М. Литвин, Н. А. Марова, М. В. Руденко.

Плошко В. В., Богданов Ю. А. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (Экваториальная Атлантика).— В кн.: Петрология. М., «Наука», 1972, с. 34—38.

Розанова Т. В., Батурин Г. Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана.— «Океанология», 1971, т. 2, № 6, с. 1056—1064.

Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 202—268.

Смирнов В. И. Зоны Бенюфа и магматогенное рудообразование.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 1, с. 3—17.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976. 638 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 462 с.

Страхов Н. М. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— «Литол. и полезн. ископ.», 1965, № 4, с. 3—22.

Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 4, с. 913—916. Авт.: П. Л. Безруков, П. Ф. Андрущенко, И. О. Мурдмаа, Н. С. Скорнякова.

Харин Г. С. Железо-марганцевые конкреции на фланге Срединно-Атлантического хребта.— «Докл. АН СССР», 1973, № 6, с. 1446—1449.

Aluminium—poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges.— «J. Geoph. Res.», 1969, vol. 74, N 12, Auth.: K. Böstrom, M. N. A. Peterson, O. Joensuu, D. Ficher.

Bäcker H., Richter H. Bildung von Erzlagerstätten an heißen Quellen in Meer.— «Umschau», 1974, vol. 74, N 2, S. 54—55.

Bäcker H., Schoell M. New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea.— «Nature Phys. Sci.», 1972, vol. 240, N 103, p. 153—158.

Bouisse Ph., Horn R. L'exploitation des minerais sous-marins: de grands espoirs a long terme.— «Usine nouvelle», Ed. suppl., 1968, oct., p. 173.

Clasby G. P. The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments.— «Mar. Geol.», 1972, vol. 13, N 1, p. 57—72.

Gruickchank M. J. Environment and technology marine mining.— «Journ. Environ. Sei.», 1969, vol. 12, N 2, p. 14—22.

Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor off southern California.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1942, vol. 53, p. 815—848.

Dietz R. S. Manganese deposits on the northeast Pacific sea floor.— «Calif. J. Mines. Geol.», 1955, vol. 51, p. 209—220.

Dürbaum H. I., Schlüter H. U. Möglichkeiten der Reflexionsseismik für die Manganknollen-Exploration.— «Meerestechnik (MT)», 1974, vol. 5, N 6, p. 188—192.

Emery K. O., Dietz R. S. Submarine phosphorite deposits off California and Mexico.— «Calif. J. Mines a. Geol.», 1950, vol. 46, N 1, p. 3—17.

Goodell H. G., Meylan M. A., Grant B. Ferromanganese deposits of the South Pacific Ocean, Drake Passage and Scotia Sea.—«Antarct. oceanol. J.», Washington, 1971, p. 27—92.

Hackett J., Bischoff J. New data on the stratigraphy, extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits.—«Econ. Geol.», 1973, vol. 68, N 4, p. 553—564.

Hammond A. Manganese nodules. I. Mineral resources on the deep sea bed.—«Science», 1974, vol. 183, N 4124, p. 502—503.

Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Ed. Degens E. T., Ross D. A.—Springer—Verlag, 1969. 600 p.

Knollen mit hohem Mangangehalt in Zentralgraben des mittellateantischen Rückens.—«MT», 1973, vol. 4, N 5. 169 S.

Lenoble J. P., Rogel P. Les nodules polymetalliques.—«Annales des Mines», Mars 1974, p. 59—68.

Manganese crusts of the Atlantic fracture zone.—«Nature Phys. Sci.», 1972, N 92, p. 77—79. Aut.: R. Scott, P. Rona, L. Butler, A. Nalwalk, M. Scott.

McKelvey V. E. Mineral potential of the submerged parts of the U. S.—«Ocean Industry», 1968, vol. 3, N 9, p. 37—43.

McKelvey V. E., Wang F. F. H. Preliminary maps. World subsea mineral resources.—Publ. U. S. Geol. Surv., Washington, 1969, 4 maps.

Mero J. L. The mineral resources of the sea. Amsterdam—London—New—York, 1965. 356 p.

Metalliferous sediments along ocean ridges.—«Nature Phys. Sci.», 1973, vol. 244, N 134, p. 49.

Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean.—«Geol. Soc. Amer. Bull.», 1973, vol. 84, p. 3355—3372 Aut.: J. Dymond, I. Corliss, R. Heath e. a.

Ostwald I., Frazer F. W. Chemical and mineralogical investigations on deep sea manganese nodules from the Southern ocean.—«Mineral. Deposita», 1973, vol. 8, N 4, p. 303—311.

Overall M. P. Mining phosphorite from the sea.—«Ocean Industry», 1968, vol. 3, N 9, p. 10, 11.

Pequignat W. F., Bryant W. R., Fredericks A. D. et al. Deep-sea ironstone deposits in the Gulf of Mexico.—«J. Sedim. Petrol.», 1972, vol. 12, N 3, p. 700—710.

Pereira J., Dixon C. J. Mineralisation and plate tectonics.—«Miner. Deposita.», 1971, vol. 6, p. 404—405.

Petrascheck W. E. Kontinental verschiebung und Erzprovinzen.—«Mineral. Deposita», 1968, vol. 3, N 1, S. 56—65.

Piper D. Z. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise.—«Earth and Planet. Sci. Lett.», 1973, vol. 19, N 1, p. 75—82.

Rona Peter A. Plate tectonics and mineral resources.—«Scientific American», 1973, vol. 299, N 1, p. 86—95.

Sayles F., Bischoff J. Ferromanganoan sediments in the Equatorial east Pacific.—«Earth and Planet. Sci. Lett.», 1973, vol. 19, N 1, p. 330—336.

Sea—floor mineral—forming processes.—«Milit. Eng.», 1974, vol. 66, N 420, p. 50.

Solomon M. Massive sulphides and plate tectonics.—«Nature», 1974, vol. 249, N 5460, p. 821—822.

Tarling D. H. Metallic ore deposits and continental drift.—«Nature», 1973, vol. 243, N 5404, p. 193—196.

Tinsley C. R. (I.) In search commercial nodules, odds look best in Miocene—age Pacific Tertiary system.—«Engin. a. Mining Journ.», 1973, vol. 174, N 6, p. 114—116.

РАЗДЕЛ IV.
**МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ МИРОВОГО ОКЕАНА
И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ОСВОЕНИЯ**

Закономерности размещения морских месторождений, рассмотренные в предыдущих главах, и имеющиеся представления об особенностях геологического строения Мирового океана представляют возможность для районирования Мирового океана как по уровню прогнозных запасов минерального сырья, так и по ассоциациям различных генетических типов полезных ископаемых.

Подобное районирование имеет не только теоретическое, но и существенное практическое значение. Последнее определяется тем, что научно-технический прогресс и растущие потребности промышленности в минеральном сырье поставили перед народным хозяйством нашей страны задачу использования минеральных ресурсов морского дна, находящегося под национальной юрисдикцией СССР. Одновременно в сферу народного хозяйства нашей страны и других стран — членов СЭВ может быть вовлечена и некоторая часть минеральных ресурсов Мирового океана, которые, как ожидается, в результате разработки в ООН новых норм международного права окажутся под юрисдикцией ООН или какого-то другого международного органа.

Глава 11.
ПРОГНОЗНЫЕ ЗАПАСЫ УГЛЕВОДОРОДОВ

Попытки подсчета прогнозных геологических запасов углеводородов, скрытых в осадочной толще Мирового океана, были пока весьма немногочисленными (Калинко, 1969; Хаин, Левин, Тулиани, 1971; Уикс, 1971; Klemme, 1971; Weeks, 1966).

Прогнозные запасы всех видов нефтидов до изобаты 305 м были оценены Л. Г. Уиксом в 355 млрд. т, а М. К. Калинко — в 900 млрд. т нефти и 200 трлн. м³ газа. При этом учитывалось, что общая площадь осадочных бассейнов на шельфах составляет 23—26 млн. км² против 30 млн. км² аналогичных бассейнов на суше. По подсчетам М. К. Калинко, общая площадь районов Мирового океана, перспективных для поисков нефти и газа, включая глубоководные котловины, 60 млн. км², а суммарные прогнозные запасы 1410 млрд. т.

В. Е. Хаиным и др. (1971) был проведен подсчет объемов

осадочной толщи и прогнозных запасов углеводородов в Мировом океане. Сопоставление полученных данных с аналогичными подсчетами для континентов (Ронов, Ярошевский, 1967) показало, что в Мировом океане на площади 80 млн. км² залегают не менее 65% объема всей потенциально нефтегазоносной осадочной толщи Земли. На долю подводной окраины континентов (шельф + континентальный склон) приходится 38%, а глубоководных котловин — 27% общего объема осадочной толщи.

Прогнозные геологические запасы углеводородов в Мировом океане были подсчитаны двумя методами: объемно-балансовым и методом плотностей (Хаин, Левин, Тулиани, 1971). В зависимости от методики подсчета они были оценены от 2,6 до 4 трлн. т условного топлива, или в среднем 3 трлн. т. Из этого количества около 1,8 трлн. т приходилось на шельф и континентальный склон, а остальные на глубоководные котловины Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также окраинных и внутренних морей.

Между крупными секторами Мирового океана часть запасов распределилась следующим образом (в млрд. т): Тихоокеанский 910, Индоокеанский 400, Атлантический 740. На долю каждого из ныне существующих основных центров развития морской нефтегазодобычи (Североморский, Персидского залива, Индосинийско-Яванский регион и др.) приходилось от 25 до 190 млрд. т прогнозных геологических запасов. Приведенные результаты подсчетов обнаружили хорошую сопоставимость с общемировой оценкой ресурсов углеводородов и были признаны правомерными (Калинин, Кузнецов, Моделевский, 1974).

Уточненные данные о строении осадочной толщи Мирового океана и выявленные закономерности размещения морских месторождений нефти и газа (см. раздел II, гл. 2, 3) вызвали необходимость предпринять пересчет площадей, перспективных для морских нефтегазописковых работ, объемов осадочной толщи и прогнозных геологических запасов. Этот пересчет применительно к прогнозным запасам углеводородов в Мировом океане базировался на принципиально новых теоретических принципах, разработанных в работе Н. А. Еременко с соавторами (Перспективы поисков..., 1975). Сущность этих принципов сводится к следующему.

В пористых осадках, залегающих под слоем воды, возникают внутрипоровые давления, которые могут свести к минимуму воздействие на осадок давления уплотнения. При эффективном напряжении равном или меньшем гидростатическому напряжению, создаваемому слоем воды, процессы уплотнения осадков происходить не будут. Подобная особенность диагенетических превращений оказывается особенно важной для терригенных отложений, поскольку большая величина внутрипоровых давлений оказывает отрицательное влияние на формиро-

вание покрышек и, следовательно, процессы нефтегазонакопления не происходят. В указанной работе приведены графики теоретического распределения нормальных напряжений в осадочной толще глубоководных котловин. Именно по этим графикам, с учетом результатов глубоководного бурения и сейсмических исследований, в данной работе и проведен отдельный подсчет объемов осадочной толщи, в целом, и консолидированных осадков, в частности.

Второе, важнейшее, теоретическое положение, сформулированное в работе Н. А. Еременко и других, заключается в том, что многократные попытки оценки потенциальных ресурсов нефти и газа в зависимости только от суммарного объема осадочной толщи не могут быть полностью правомерными. Еще И. О. Бродом (Брод, Еременко, 1950) был постулирован основной закон нефтегазонакопления, который заключался в связи нефтегазоносности с мощностью осадочной толщи или интенсивностью прогибания в каждом отдельном седиментационном бассейне. Необходимо даже при самой приближенной оценке того или иного региона использовать совместно оба показателя — суммарный объем осадочной толщи и темп седиментации в количественном отношении, отраженный в средневзвешенной мощности осадочной толщи. При этом объем осадочной толщи и средневзвешенная мощность далеко не всегда находятся в прямом соответствии между собой (рис. 21).

В работе Н. А. Еременко и других была проведена также качественная дифференциация окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанских подвижных поясов Земли на различные категории перспективности для поисков промышленных скоплений углеводородов. Наряду с другими показателями были учтены и значения средневзвешенной мощности консолидированной осадочной толщи. Высокоперспективные районы Мирового океана характеризовались средневзвешенной мощностью, более или равной 3 км, перспективные — от 3 до 0,3 км, а бесперспективные — от 0,2 до 0,01 км.

В соответствии с рассмотренными теоретическими принципами подсчет прогнозных геологических запасов углеводородов выполнен нами на основе карты строения и нефтегазоносности осадочной толщи Мирового океана М 1:25 000 000 и включал следующую методическую последовательность операций: подсчет площадей потенциально перспективных районов и суммарного объема осадочной толщи по различным сегментам Мирового океана и каждому из главных поясов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в отдельности; подсчет объема консолидированных осадков, залегающих в глубоководных котловинах за пределами шельфа и континентального склона; поиски закономерных взаимосвязей между плотностью прогнозных запасов и количественными параметрами осадочной толщи Мирового океана с установленной нефтегазоносностью; определение

основных количественных параметров осадочной толщи в районах с предполагаемой нефтегазоносностью; собственно подсчет прогнозных геологических запасов методом плотностей по каждому из главных поясов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Вполне очевидно, что значения плотностей принимались в соответствии с выявленными количественными параметрами осадочной толщи и закономерностями размещения крупных скоплений углеводородов (см. раздел II).

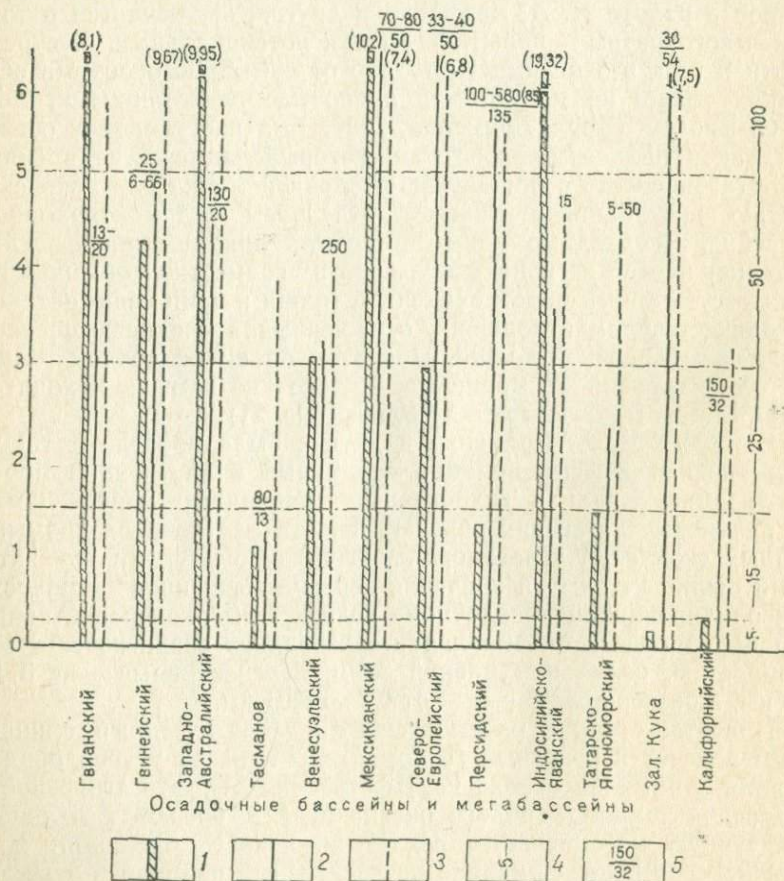


Рис. 21. Гистограмма соотношения между вероятной плотностью прогнозных запасов и количественными параметрами нефтегазоносной толщи в некоторых акваториях мира.

1 — суммарный объем осадочной толщи в акваториальной части бассейна или мегабассейна (в $\text{км}^3 \cdot 10^6$); 2 — средневзвешенная мощность осадочной толщи (в км); 3 — средневзвешенная мощность осадочной толщи на шельфе (в км); 4 — вероятные значения плотностей прогнозных геологических запасов углеводородов (в тыс. $\text{т}/\text{км}^2$); 5 — соотношение между плотностью прогнозных запасов (в числителе) и плотностью разведанных запасов (в знаменателе), в тыс. $\text{т}/\text{км}^2$. В скобках дано значение суммарного объема или средневзвешенной мощности, превышающие вертикальный масштаб гистограммы.

Общая площадь нефтегазоносных и вероятно нефтегазоносных районов Мирового океана, по уточненным данным, составляет 74,7 млн. км², в том числе (в млн. км²): в Тихоокеанском сегменте Мирового океана 17,2, Индоокеанском 15,33, Атлантическом 27,64, Арктическом 7,33, Антарктическом 7,22.

Распределение площадей между основными морфоструктурными провинциями Мирового океана следующее (в млн. км²): шельф 19,34; континентальный склон 20,40; глубоководные котловины 34,98 (табл. 12).

Таблица 12

Распределение площадей нефтегазоносных и вероятно нефтегазоносных бассейнов по различным сегментам Земли (в млн. км²)

Сегмент	Шельф	Континентальный склон	Глубоководная котловина	Всего
Тихоокеанский	4,71	5,87	6,62	17,20
Индоокеанский	2,65	3,50	9,18	15,33
Атлантический	5,87	7,97	13,80	27,64
в том числе регионы:				
Атлантический	4,10	5,65	12,00	21,75
Карибский	0,85	1,30	1,11	3,26
Средиземноморский	0,55	0,81	0,52	1,88
Черноморско-Каспийский	0,37	0,21	0,17	0,75
Арктический	4,56	1,60	1,17	7,33
Антарктический	1,55	1,46	4,21	7,22
Итого	19,34	20,40	34,98	74,72

Суммарный объем осадочной толщи в нефтегазоносных и вероятно нефтегазоносных районах Мирового океана достигает 262,7 млн. км³, что на 15,7 млн. км³ превышает объем, подсчитанный В. Е. Хаиным и др. (1971). Из указанного объема 212 млн. км³ приходится на консолидированные породы, а остальные 50,7 млн. км³ — на неуплотненные осадки; в том числе в пределах шельфа залегает 88,8 млн. км³, континентального склона 92,0 млн. км³ и глубоководных котловин 31,2 млн. км³. На долю окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанских подвижных поясов Земли приходится около 90 млн. км³ осадочных пород, или приблизительно 42% всей потенциальной нефтегазоносной толщи Мирового океана. Между главными поясами нефтегазообразования и нефтегазонакопления объемы распределяются весьма неравномерно (в млн. км³): в эпигеосинклинальных поясах залегает 18,6, внутрискладчатых 32,1, перикратонных 56,6, периокеанических 103,8, а на долю внутриплатформенных синеклиз, рас-

положенных под толщей вод, приходится всего лишь 1 млн. км³ осадочных пород.

Сопоставление количественных параметров, характеризующих потенциально нефтегазонасную осадочную толщу, с реально установленными значениями плотности разведанных и прогнозных запасов (см. раздел II) оказалось возможным провести в 12 наиболее представительных случаях (см. рис. 21). При этом учитывались такие показатели, как суммарный объем осадочной толщи в конкретном седиментационном бассейне, средневзвешенная мощность осадочной толщи в данном бассейне в целом и в шельфовой зоне в отдельности. После сопоставления выяснилось, что наиболее четкая корреляция имеет место между значениями плотности и средневзвешенной мощности. Было установлено пять диапазонов плотности прогнозных запасов.

Плотность, тыс. т/км ³	Средневзвешенная мощность, км
5	0,3
5—15	0,3—1,5
15—25	1,5—3
25—50	3—5
>100	>5

Для целей подсчета прогнозных геологических запасов углеводородов были определены основные параметры осадочной толщи для каждого из осадочных бассейнов Мирового океана, которые включали не только количественные, но и качественные параметры: стратиграфический диапазон потенциально нефтегазонасной осадочно-вулканогенной толщи, стратиграфическое положение залежей в разрезе, закономерности размещения месторождений в зависимости от приуроченности к тому или иному типу главного пояса нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Наиболее показательные характеристики осадочно-вулканогенной толщи, выявленные для районов с установленной нефтегазонасностью, обнаруживают некоторые вполне закономерные взаимосвязи между тектоническим типом осадочного бассейна и вероятной плотностью прогнозных запасов, соответствующей наряду с другими показателями средневзвешенной мощности осадочно-вулканогенной толщи (табл. 13).

Очевидно, значение средневзвешенной мощности является количественным отражением всей совокупности процессов, связанных с историей геологического развития определенного осадочного бассейна. Таким образом, подсчет прогнозных запасов, по сути дела, проводится методом плотностей, значения которых определены по тектоническим, историко-геологическим и литолого-стратиграфическим предпосылкам нефтегазонасности. Принятые значения плотности являются усредненными либо для осадочного бассейна в целом, либо для крупных морфоструктурных областей в его пределах (шельф + континентальный

Основные параметры осадочных бассейнов Мирового океана с установленной нефтегазоносностью по главным поясам нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции (ГПН)

Осадочный бассейн	Суммарная максимальная мощность осадочно-вулканогенной толщи по сейсмическим данным, км	Объем осадочно-вулканогенной толщи, млн. км ³			Средневзвешенная мощность уплотненных осадков, км		Стратиграфический диапазон осадочно-вулканогенной толщи		Стратиграфическое положение залежей и (или) нефтегазопроявлений
		Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Всего	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	

Тихоокеанский эпигеосинклинальный ГПН

Восточно-Японский	6,0	1,36	—	1,36	4,6	—	Kz	—	N ₁
Западно-Яванский	>4,0	1,0	1,3	2,3	3,6	—	Kz	—	N ₁
Северо-Новогвинейский	>4,0	1,4	—	1,4	3,8	—	Kz	—	Kz
Тонга	>4,0	0,43	—	0,43	3,7	—	N—Q	—	N
Западно-Новозеландский	12,0	0,85	—	0,85	3,8	—	Cr ₂ —Kz	—	Pg ₂
Гуаякильский	>4,0	0,45	—	0,45	2,4	—	Kz	—	Kz
Калифорнийский	15,0	0,29	0,01	0,3	2,6	2,0	Cr ₂ —Kz	—	J ₁ */, Pg ₂ —N

Средиземноморский эпигеосинклинальный ГПН

Алжиро-Прованский	5,0	0,75	0,8	1,55	1,5	2,5	Pz ₃ —Kz	Mz ₂ —Kz	Cr ₁
Фракийский	>2,0	0,16	—	0,16	1,3	—	Kz	—	N
Иравадийско-Андаманский	12,0	1,4	0,3	1,7	3,0	2,4	Kz	Kz	N ₂

Осадочный бассейн	Суммарная максимальная мощность осадочно-вулканогенной толщи по сейсмическим данным, км	Объем осадочно-вулканогенной толщи, млн. км ³			Средневзвешенная мощность уплотненных осадков, км		Стратиграфический диапазон осадочно-вулканогенной толщи		Стратиграфическое положение залежей и (или) нефтегазопроявлений
		Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Всего	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	

Тихоокеанский внутрискладчатый ГПН

Охотоморский	6,0	1,36	0,52	1,88	1,4	1,5	Cr ₂ — Kz	Kz	N
Татарско-Япономорский	14,0	0,98	0,45	1,43	1,9	1,2	Cr ₂ — Kz	N — Q	N ₁ ³ — N ₂
Индосинийско-Яванский	15,0	14,08	5,24	19,32	4,6	1,6	Cr ₂ — Kz	J — Kz**/Cr ₂ — Kz	Pg ₃ — N
Венесуэльский	15,0	1,6	1,1	2,7	3,0	2,2	Pz ₃ — Kz	J ₂ — Kz	Cr, Kz
Залива Кука	12,5	0,15	—	0,15	7,5	—	J ₂ — Kz	—	J ₃ , Cr ₂ , Pg, N

Тихоокеанский перикратонный ГПН

Восточно-Китайский	>5,0	2,32	0,05	2,37	2,1	1,6	Phz	Kz	N
Коралломорский	6,0	2,54	1,36	3,9	4,2	2,3	Mz — Kz	Mz — Kz***/Cr — Kz	N
Мексиканский	12,5	5,88	1,7	7,6	5,5	4,5	P — Kz	Pz ₃ — Kz	Cr ₁ , N ₁ ³ — Q ₁

Северо-Средиземноморский перикратонный ГПН

Северо-Европейский	12,0	3,47	—	3,47	4,8	—	Phz	—	P, T, J, Cr, P ₃
Азово-Черноморский	>10,0	0,96	1,0	1,96	3,4	5,5	Phz***/Mz — Kz	Mz — Kz	Cr ₂ , Pg ₃
Южно-Каспийский	>15,0	2,7	—	2,7	8,3	—	Mz — Kz	—	N

Осадочный бассейн	Суммарная максимальная мощность осадочно-вулканогенной толщи по сейсмическим данным, км	Объем осадочно-вулканогенной толщи млн. км ³			Средневзвешенная мощность уплотненных осадков, км		Стратиграфический диапазон осадочно-вулканогенной толщи		Стратиграфическое положение залежей и (или) нефтегазопроявлений
		Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Всего	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	

Южно-Средиземноморский перикратонный ГПН

Адриатический	> 10,0	0,65	—	0,65	5,5	—	Phz	—	Cr ₂ , Pg, N
Восточно-Средиземноморский	> 19,0	3,96	1,1	5,06	3,4	3,0	Phz	Pz ₂ — Kz	T, Cr ₂ , N
Персидского залива	10,0	1,3	—	1,3	5,0	—	Phz	—	J, Cr, Kz

Индоокеанский периокеанический ГПН

Агульяс-Карру	> 5,0	1,0	1,2	2,2	2,8	1,4	Pz ₃ — Kz	J — Kz	Cr ₂
Красного моря	> 5,0	1,5	0,4	1,9	4,3	—	Pz ₃ — Kz	N — Q	Pg — N
Западно-Австралийский	> 10,0	2,7	4,6	7,3	3,8	1,7	Mz — Kz	J — Kz	T, J, Cr ₁
Тасманов (Гипсленд)	5,0	0,3	0,75	1,05	3,0	0,8	Mz — Kz	J ₃ — Kz	Cr ₂ — Pg ₂

Западно-Атлантический периокеанический ГПН

Ньюфаундленд-Лабрадорский	> 7,5	3,8	3,06	6,86	4,2	1,5	Pz ₂ — Kz	J — Kz	Cr
Бразильский	> 2,0	0,35	0,1	1,45	1,4	0,3	Phz	J — Kz	Cr, Pg, N ₁

Осадочный бассейн	Суммарная максимальная мощность осадочно-вулканогенной толщи по сейсмическим данным, км	Объем осадочно-вулканогенной толщи, млн. км ³			Средневзвешенная мощность уплотненных осадков, км		Стратиграфический диапазон осадочно-вулканогенной толщи		Стратиграфическое положение залежей и (или) нефтегазопроявлений
		Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Всего	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	Шельф и континентальный склон	Глубоководная котловина	
Восточно-Атлантический периокеанический ГПН									
Ангольский Гвинейский	> 10,0	4,66	0,7	5,56	8,3	0,3	Phz	J — Kz	Cr, Pg, N ₁
	> 10,0	2,0	1,1	3,1	4,9	1,0	Phz	J — Kz	Cr, Pg, N ₁
Арктический периокеанический ГПН									
Еофорта	> 10,0	10,1	4,1	14,2	6,1	3,4	Pz ₂ — Kz	Pz ₃ — Kz	D, C, T, J, Cr
Антарктический периокеанический ГПН									
Росса	> 5,0	2,6	0,05	2,65	2,6	0,03	Pz ₂ — Kz	J — Kz	Pg ₂
Бассейны внутриплатформенных синеклиз									
Северо-Китайский	> 4,0	0,2	—	0,2	2,7	—	Phz	—	Cr ₂ — Kz

* Залежь в трещиноватых породах францисканской серии.

** На северо-западе региона юра-кайнозой, на юго-востоке — мел-кайнозой.

*** На юго-западе котловины мезо-кайнозой, на остальной площади — мел-кайнозой.

**** На северо-западе шельфа фанерозой, на остальной площади — мезо-кайнозой (на отдельных участках — кайнозой).

склон и глубоководная котловина). Последнее предпринято в тех случаях, когда в пределах рассматриваемого осадочного бассейна имеется глубоководная котловина. В каждом бассейне установлена довольно сложная дифференциация плотности запасов по площади. Однако обоснование такой дифференциации должно быть предметом последующего, более детального анализа и на современной стадии изученности Мирового океана в подавляющем большинстве случаев выполнено быть не может.

Наиболее высокие значения средневзвешенной мощности, достигающие в среднем на шельфе и континентальном склоне 5—8 км, а в глубоководных котловинах 2—5 км, характеризуют осадочные бассейны перикратонных поясов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Несколько меньшими, но приблизительно сопоставимыми между собой оказываются значения средневзвешенной мощности на шельфе и континентальном склоне в осадочных бассейнах внутрискладчатого и периокеанических поясов. Они составляют около 2—4 км. В отдельных случаях (залив Кука и др.) средневзвешенная мощность достигает 5—7,5 км. В глубоководных котловинах периокеанических поясов значения средневзвешенной мощности 0,3—1,4 км, что несколько менее этих же значений в глубоководных котловинах орогенных поясов, достигающих, как правило, 1,5—3,9 км.

Средневзвешенная мощность в эпигеосинклинальных поясах нефтегазообразования, равная 2,5—4,5 км, несколько больше, чем в области шельфа и континентального склона внутрискладчатых поясов. Глубоководные котловины, в геоморфологическом понимании этого термина, в подавляющем большинстве осадочных бассейнов эпигеосинклинальных поясов отсутствуют. В тех случаях, когда осадочный бассейн, входящий в состав эпигеосинклинального пояса, приурочен к внутреннему морю (Командорский, Алжиро-Прованский и др.), значения средневзвешенной мощности изменяются от 0,3 до 1,8 км, т. е. приблизительно идентичны значениям в глубоководных котловинах периокеанических поясов.

В итоге выполненного авторами подсчета выявилась хорошая корреляция между значениями средневзвешенной мощности, распределением объемов потенциально нефтегазоносной толщи и прогнозных запасов углеводородов по главным поясам нефтегазообразования и нефтегазонакопления (табл. 14, см. табл. 12, 13).

Наибольшие запасы приходятся на перикратонные и периокеанические главные пояса нефтегазообразования и нефтегазонакопления (соответственно 0,92 и 1,38 трлн. т условного топлива). При этом перикратонные пояса характеризуются более высокими значениями плотности и несколько меньшим суммарным объемом потенциально нефтегазоносной толщи по сравне-

нию с периокеаническими. Минимальное, если не учитывать бассейны внутриплатформенных синеклиз, количество запасов, равное 0,24 трлн. т, установлено в эпигеосинклинальных поясах. Внутрискладчатый пояс характеризуется запасами 0,42 трлн. т.

Таблица 14

Суммарные прогнозные запасы углеводородов в Мировом океане (в триллионах тонн условного топлива)

Главные пояса нефтегазообразования и нефтегазонакопления	Шельф и континентальный склон	Глубоководные котловины	Всего
Эпигеосинклинальные	0,20	0,04	0,24
Внутрискладчатые	0,34	0,08	0,42
Перикратонные	0,84	0,08	0,92
Периокеанические	1,13	0,25	1,38
Бассейны внутриплатформенных синеклиз	0,01	—	0,01
Итого	2,52	0,45	2,97

Такие запасы по своему удельному весу в общем балансе ресурсов углеводородов в Мировом океане соответствуют распределению объемов осадочной толщи между ГПН разных типов и значениям средневзвешенной мощности в осадочных бассейнах внутрискладчатых поясов. Общее количество прогнозных геологических запасов Мирового океана определяется в 2,97 трлн. т условного топлива, из которых 2,52 трлн. т приходится на шельф и континентальный склон, а остальные — на глубоководные котловины окраинных и внутренних морей, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов (см. табл. 14).

В теоретическом отношении результаты подсчетов соответствуют основному закону нефтегазонакопления, сформулированному И. О. Бродом (Брод, Еременко, 1950), и основам оценки перспектив нефтегазонаосности глубоководных морских бассейнов, разработанным Н. А. Еременко с соавторами (Перспективы поисков..., 1975). Эти подсчеты подтверждают и некоторые из более ранних попыток определения уровня прогнозных геологических запасов в Мировом океане (Калинко, 1969; Хаин, Левин, Тулиани, 1971).

Распределение прогнозных запасов обнаруживает тесную связь крупных и уникальных скоплений углеводородов с осадочными бассейнами перикратонных поясов нефтегазообразования и нефтегазонакопления не только в области шельфа и континентального склона, но и в глубоководных котловинах.

Глава 12.
ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НЕКОТОРЫХ ВИДОВ
ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Судить о запасах твердых полезных ископаемых Мирового океана трудно, поскольку подсчеты запасов велись только для некоторых россыпных месторождений в отдельных странах; имеются попытки оценки прогнозных запасов конкреций железомарганцевого и фосфатного состава; более или менее достоверный подсчет запасов произведен для залежи металлоносных илов во впадине Атлантис-II в Красном море. Но все это — частные случаи.

На современной стадии исследований минеральных ресурсов океана важнее попытаться дать прогнозную оценку тем видам полезных ископаемых, которые в обозримом будущем могут быть привлечены для удовлетворения все возрастающих потребностей человечества.

Можно наметить три категории запасов твердых полезных ископаемых океанического дна.

1. Реальные запасы в месторождениях, разработка которых освоена.

2. Вероятные запасы в месторождениях, разработка которых технически возможна, но еще не начата или только начинается.

3. Предполагаемые запасы в месторождениях, существование которых теоретически возможно, но еще не доказано.

К первой категории можно отнести запасы металлов в прибрежных россыпях, скопления строительных материалов (песок, гравий, ракушечник и т. п.). Все эти месторождения размещены в прибрежной зоне, включая часть суши с поднятыми морскими террасами и прибрежное мелководье до глубины 50 м, где еще возможна добыча рыхлых отложений современными драгами.

Как россыпи тяжелых минералов, так и скопления обломочного или биогенного материала не могут быть полностью зафиксированы на месте современного залегания. При нарушении какого-либо элемента равновесия данной массы отложений эти скопления могут либо разрушаться, либо наращиваться, либо перемещаться. Для нас важно то обстоятельство, что реальные запасы могут быть оценены не только по их объему, массе или содержанию полезных компонентов в данном геологическом теле в определенный момент, но и по потенциально возможному приращению запасов за счет динамического воздействия морской среды. Здесь имеется в виду возможность восстановления (полного или частичного) запасов, выработанных на данном месторождении, что и наблюдается в ряде случаев при разработке, например, пляжевых россыпей.

Следовательно, для перспективной оценки реальных запасов в рыхлых отложениях прибрежной зоны недостаточно знать

только объем рудной массы в разведанных границах, но необходимо выяснить также пути возможного поступления нового материала, темп этого поступления и запасы рудоносных отложений в области питания данного месторождения. Последняя задача наиболее трудная, но, вероятно, она разрешима путем установления питающих провинций и скорости денудации в их пределах, выявления районов промежуточной аккумуляции обломочного материала, емкости вдольберегового потока наносов и других необходимых показателей.

Таким образом, реальные запасы первой категории значительно превосходят разведанные в конкретных месторождениях в тех случаях, когда эти месторождения восстанавливаются, т. е. в современных отложениях. Россыпи и другие скопления рыхлого материала, образованные в геологическом прошлом и выведенные из зоны активного формирования данного типа отложений, не восстанавливаются, и запасы полезных ископаемых в них соответствуют выявленным в пределах месторождения.

Ко второй категории можно отнести запасы руд, залегающих на поверхности дна на различных глубинах. Сюда относятся фосфориты и другие подобные образования на шельфе и континентальном склоне (баритовые, цеолитовые конкреции, глауконитовые илы) и в абиссали океана (железо-марганцевые конкреции, вулканогенно-осадочные металлоносные илы). Вероятные запасы трудно поддаются учету, так как для них еще не определены какие-либо кондиции. Но все же выясняется, что между общим количеством минеральных образований данного вида и их количеством, которое может быть добыто в качестве минерального сырья, существует громадный разрыв. Это видно на примере железо-марганцевых конкреций.

Общая масса конкреций в одном только Тихом океане составляет сотни миллиардов тонн. Но конкреций с содержанием цветных металлов, которые оправдывали бы затраты на их добычу и переработку, в сотни раз меньше. Данные разведочных работ, проведенных в Тихом океане, показали, что перспективная для поисков залежей конкреций с нужным содержанием металлов площадь дна составляет не десятки миллионов квадратных километров, а вероятно, лишь сотни тысяч квадратных километров. Следовательно, вероятные запасы составляют лишь незначительную часть общего предполагаемого количества минеральных образований данного вида.

Третья категория запасов (предполагаемые запасы) вообще не поддается количественной оценке, поскольку месторождения еще не выявлены, а намечаются только теоретические предпосылки их существования. Сюда могут быть отнесены эндогенные месторождения сульфидных руд, хромитов, платиноидов и др. В эту же категорию, возможно, следует отнести некоторые виды глубоководных осадков, использование которых в качестве

минерального сырья теоретически возможно. О запасах третьей категории можно сказать лишь, что они для одних видов потенциального минерального сырья могут оказаться громадными (осадки), для других — ограниченными. Однако ясно, что полезные ископаемые, которые относятся к группе теоретически возможных, должны залегать в столь больших количествах, которые оправдывали бы капиталовложения для их разработки.

Приведенные соображения о прогнозных запасах твердых полезных ископаемых в океане лишний раз подчеркивают необходимость проведения длительных и интенсивных исследований минералогенеза в Мировом океане.

Мировой океан характеризуется сложностью геологического строения и разнообразием видов полезных ископаемых, скрытых в его пределах. Выявление закономерностей размещения морских месторождений, среди которых ведущее место занимают скопления углеводородов, представляет собой новое и весьма трудоемкое направление в области наук о Земле. Современный уровень наших знаний об условиях формирования и размещения месторождений полезных ископаемых пока остается еще невысоким в связи с явно недостаточной изученностью многих регионов Мирового океана. Поэтому обобщение материалов морских геолого-геофизических работ и теоретические исследования с целью выявления и прогнозирования закономерностей размещения месторождений, а также оценки вероятных геологических запасов приобретают особое значение.

Попытка подобного рода, предпринятая в данной книге, дает основание для ряда выводов теоретического плана. Основные из этих выводов следующие.

В области геологии нефти и газа.

1. Глобальные закономерности нефтегазообразования и нефтегазонакопления определяются распространением на 20—25% площади Мирового океана осадочных бассейнов, выполненных мощными толщами консолидированных пород. Эти бассейны объединяются в главные пояса нефтегазообразования и нефтегазонакопления (ГПН) четырех типов: эпигеосинклинальные, внутрискладчатые, перикратонные и пернокеанические.

2. Региональные закономерности формирования месторождений углеводородов контролируются особенностями тектонической и историко-геологической обстановок нефтегазонакопления, свойственными не только ГПН разного типа, но и различным частям каждого ГПН. Эти особенности определяются, прежде всего, формационным составом и стратиграфическим диапазоном нефтегазоносных этажей. К региональным закономерностям относится связь крупных зон нефтегазонакопления с рифтогенными прогибами (и часто приуроченными к этим прогибам палеодельтами), с краевыми прогибами, приразломными поднятиями и рифовыми массивами.

3. Процессы нефтегазонакопления в Мировом океане приурочены к формациям не только мелководно-морского, но также осадочно-вулканогенного, континентального и вулканогенного генезиса.

4. Историко-геологическая обстановка нефтегазонакопления в Мировом океане создавала благоприятные условия для формирования залежей с аномально высокими пластовыми давлениями.

5. Значения плотности прогнозных геологических запасов в ГПН различных типов определяются комплексом закономерностей формирования и размещения залежей. Наиболее высокими плотностями, не только на шельфе и континентальном склоне, но и в глубоководных котловинах, характеризуются перикратонные ГПН; далее следуют внутрискладчатые ГПН. В эпигеосинклинальных и перикокеанических ГПН значения плотности прогнозных запасов примерно равнозначны, но в общем, ниже, чем во внутрискладчатых ГПН.

6. Распределение прогнозных запасов между ГПН различных типов находится в соответствии с основным законом нефтегазонакопления, сформулированным И. О. Бродом — о связи нефтегазонасности с мощностью осадочной толщи в каждом отдельном седиментационном бассейне.

В области геологии твердых полезных ископаемых.

1. Твердые полезные ископаемые в системе океанических впадин представлены в основном осадочными образованиями. Однако, вероятно, в осадочном процессе в глубоководных областях важную роль играют вулканические продукты, как непосредственно выделившиеся из вулканических очагов, так и поступившие в океаническую среду из вулканического материала, контактирующего с морской водой.

Эндогенные рудопроявления в океанической коре почти не представлены; по-видимому, локально в соответствующих тектоно-магматических зонах магматические рудные месторождения существуют. Вся эндогенная минерализация должна контролироваться ультраосновным и основным составом магмы.

2. Глобальные закономерности размещения твердых полезных ископаемых контролируются геологическими процессами, свойственными существующим в океане морфотектоническим провинциям, т. е. приурочены к определенным морфологически обособленным и обладающим специфическим тектоническим режимом областям дна. Это в равной мере относится как к осадочным, так и к эндогенным видам минерализации.

3. Экзогенные процессы наиболее разнообразны в провинции подводных окраин континентов, где активную роль играет биомасса и заметное влияние оказывает близость континентов. В абиссали условия протекания экзогенных процессов выравниваются по всему дну Мирового океана. Нарушение этого однообразного режима может быть обусловлено только вулканическими и поствулканическими процессами.

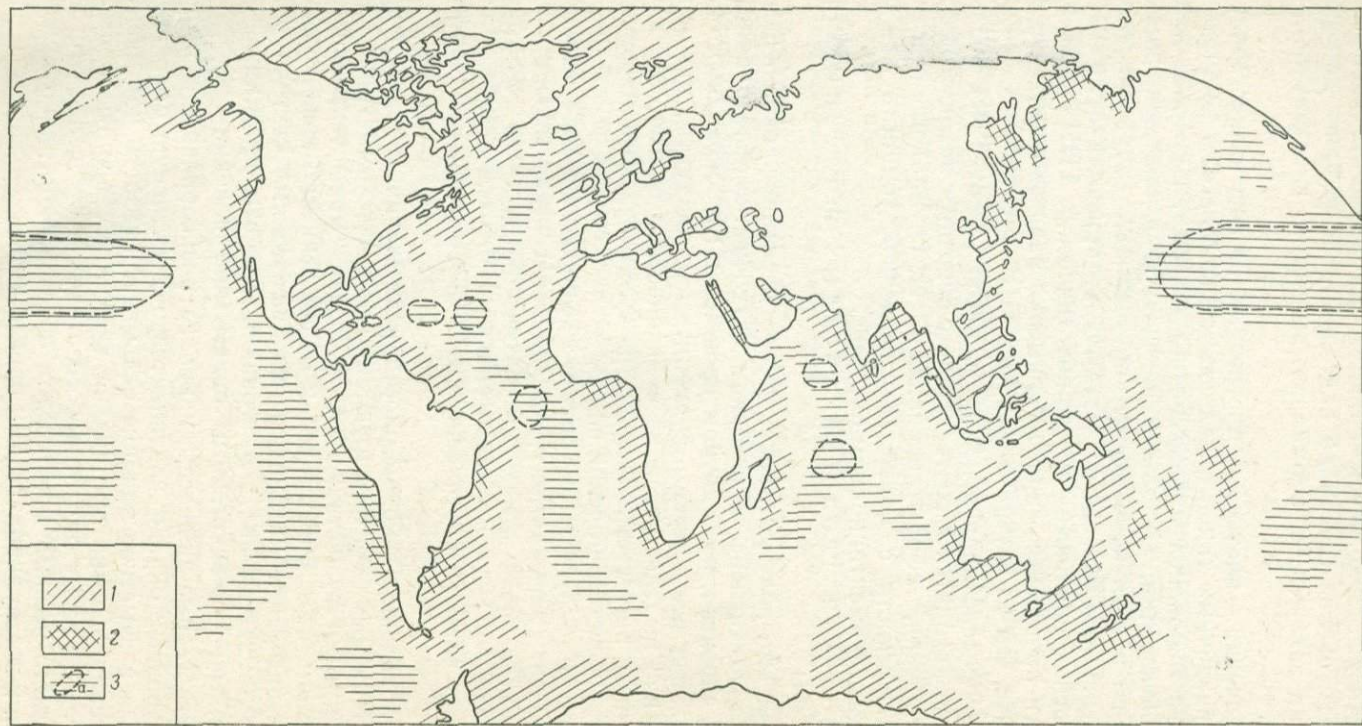


Рис. 22. Схема районирования Мирового океана по перспективам обнаружения различных видов полезных ископаемых. 1 — нефтегазоносные и вероятно нефтегазоносные районы в Мировом океане; 2 — районы распространения твердых полезных ископаемых и углеводородов; 3 — районы, перспективные только на твердые полезные ископаемые (а — наиболее перспективные)

4. Эндогенные процессы могут проявиться только в тектонически активных зонах, которые приурочены к провинциям внутриокеанических поднятий и геосинклинальных областей.

5. Океанический минерагенез в целом имеет сравнительно короткую геологическую историю, поскольку Мировой океан в его современном виде начал формироваться в основном со среднего мезозоя. Это обстоятельство может быть одним из факторов, обусловивших сравнительную бедность океана видами рудопроявлений.

6. Перспективы выявления в системе впадин Мирового океана минеральных ресурсов ограничиваются возможностями минерагенеза, свойственного океанической среде. В отношении количества видов полезных ископаемых океан уступает континентам, но по запасам отдельных видов может значительно превосходить сушу.

В области районирования дна Мирового океана по перспективам поисков месторождений полезных ископаемых.

1. В пределах Мирового океана в соответствии с тектоническим строением и геологической историей выделяются регионы: а) перспективные для поисков месторождений нефти и газа; б) перспективные для поисков месторождений твердых полезных ископаемых; в) перспективные для поисков как нефти и газа, так и твердых полезных ископаемых (рис. 22).

2. К регионам первого типа относятся глубоководные котловины окраинных и внутренних морей, континентальный склон и его подножие в Северном Ледовитом, Индийском и Атлантическом океанах и на обрамлении Антарктиды.

3. К регионам второго типа относятся восточная и центральная части Тихого океана, осевая зона внутриокеанических подвижных поясов.

4. К регионам третьего типа относятся отдаленные от континентального подножия части глубоководных котловин в Атлантическом и Индийском океанах, островные дуги и некоторые хребты на западе Тихого океана, отдельные районы шельфа окраинных и внутренних морей.

Особенности геологического строения и прогнозные данные о вероятном распределении полезных ископаемых в Мировом океане, наряду с явно недостаточной изученностью почти всей его площади, определяют круг взаимосвязанных проблем для дальнейшего изучения. Эти проблемы могут быть объединены в два основных теоретических направления:

1) геодинамика формирования основных геотектонических элементов Мирового океана — внутриокеанических подвижных поясов, собственно ложа океана, различных типов зон перехода от океанической к континентальной земной коре и др.;

2) геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых (нефть, газ и твердые полезные ископаемые) в крупных регионах Мирового океана и распределение их прогнозных запасов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К РАЗДЕЛУ IV

Брод И. О., Еременко Н. А. Геология нефти и газа. М., Изд-во МГУ, 1950. 245 с.

Калинин Н. А., Кузнецов Ю. Я., Моделевский М. Ш. Ресурсы нефти и газа капиталистических и развивающихся стран. Л., «Недра», 1974. 196 с.

Перспективы поисков крупных скоплений углеводородов в окраинных и внутренних морях.— В кн.: Палеонтология, морская геология. М., «Наука», 1976, с. 231—247. Авт.: Н. А. Еременко, А. А. Геодекян, Л. И. Лебедев и др.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.

Уикс М. Дж. Геологическое строение и ресурсы нефти и газа акваторий морей и океанов.— В кн.: Геологические и технические аспекты разведки на нефть и газ в условиях континентальных шельфов. (Дискуссионный симпозиум.) М., 1971, с. 58—78. (Труды 8-го Мирового нефтяного конгресса).

Weeks L. G. Resources and exploration review.— In.: Exploration and economics of the petroleum industry. Houston, 1966, vol. 4, p. 115—148.

- Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1971. 541 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 253 с.
- Богданов Ю. А., Плошко В. В. Габбро-перидотитовая формация впадины Романш.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 6, с. 1453—1456.
- Брод И. О. Учение о нефтегазоносных бассейнах. М., «Недра», 1964. 59 с.
- Бороницкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. 2-е. М., «Недра», 1975. 254 с.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Изд. 2-е, переработ. М., «Недра», 1969. 344 с.
- Калинко М. К. Нефтегазоносные акватории мира. М., «Недра», 1969. 224 с.
- Левин Л. Э. О строении и структуре складчатого основания впадин Северного и Балтийского морей.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 70—81.
- Левин Л. Э. Некоторые теоретические вопросы обоснования вероятности нефтегазоносности современных впадин Мирового океана.—В кн.: Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970, с. 11—38.
- Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазообразования в системе Мирового океана.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 34—49.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974. 438 с.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.—«Геотектоника», 1975, № 5, с. 3—17.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. 222 с. (ГИН АН СССР. Труды. Вып. 234.).
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федьинский В. В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти.—«Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 6, с. 1407—1410.
- Тектоника Евразии. Ред. А. Л. Яншин, М., «Наука», 1966. 488 с.
- Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Ред. В. В. Федьинский, Л. Э. Левин. Л., «Недра», 1970, 304 с. Авт.: Ю. Я. Кузнецов, Л. Э. Левин, Я. П. Маловицкий и др.
- Ушаков С. А., Федьинский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон.—«Вестн. МГУ», 1972, № 3, с. 10—18.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 510 с.
- 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, т. 200, вып. 5, с. 1201—1202.
- Bonatti E., Honnorez J., Ferrare G. Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge.—«Phyl. Trns. Roy. Soc. London», 1971, A 268, N 1192, p. 385—402.
- Emery K. O. Continental rises and oil potential.—«Oil and Gas J.», 1969, vol. 67, N 12, p. 36—41.
- Klemme H. D. What giants and their basins have in common.—«Oil and Gas J.», 1971, vol. 69, N 9, p. 85—90.

- Антарктический главный пояс нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, 59, 190
 Антарктический сегмент Земли, 29, 185
 Араб (свита), 88
 Аренке (месторождение), 93, 103, 105, 107, 108
 Арктический главный пояс нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, 50, 59, 190
 Арктический сегмент Земли, 28, 185
 Асмари (свита), 89
 Атлантический сегмент Земли, 24, 91, 185
 Аттака (месторождение), 78
 Агун (месторождение), 93, 103, 105, 107
 Баграншар (месторождение), 88, 89
 Бадак (месторождение), 78
 Балтийская синеклиза, 94, 96, 98
 Барракута (месторождение), 80, 81
 Барроу (месторождение), 85, 86, 87
 Бей Марчанд (месторождение), 93, 103, 106, 107
 Беликпапан (впадина), 78
 Береговые и подводные россыпи, 155
 Берил (месторождение), 100, 101
 Брайтон (месторождение), 110, 111
 Brent (месторождение), 92, 101
 Боливар-Костл (месторождение), 93, 108, 111
 Большой Нидерландский грабен, 96, 97, 98, 99, 100, 102, 116,
 Бурган (свита), 89
 Вакаса, 69
 Венесуэльский внутрискладчатый мегабассейн, 94, 108, 188
 Вентура-Авеню (месторождение), 65, 66
 Вентура-Дос-Куадрес (зона нефтегазоаккумуляции), 65
 Вентура-Санта-Барбара (нефтегазоносная область), 62, 65, 66
 Вест-Сол (месторождение), 97, 98
 Виндейлия (серия), 87
 Внутренние моря, 5, 32, 37
 Внутрискладчатый главный пояс нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, 53, 54, 113, 115, 195
 Восточно-Атлантический ГПН, 50, 91, 190
 Восточно-Калимантанский суббассейн, 73, 75, 77, 78, 79, 116
 Восточно-Тихоокеанский ГПН, 91
 Вулканогенно-осадочные процессы, 139
 Галф-Кост (впадина), 108
 Гвианский перикокеанический мегабассейн, 93, 94
 Геологические предпосылки рудоносности, 125
 Главные пояса нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции Земли (ГПН), 113, 114, 115
 Глауконит, 174
 Гипсленд (впадина), 81, 82, 116
 Главный доломит Стассфуртской серии, 98
 Голден-Лейн (зона нефтегазоаккумуляции), 107, 108
 Гудвин (месторождение), 85, 86, 87
 Датско-Польский авлакоген, 94, 96, 98
 Дури (месторождение), 73, 77
 Железомарганцевые конкреции, 145
 Залив Кука (бассейн), 60, 61, 67, 68, 69, 116, 188
 Запасы твердых полезных ископаемых, 193
 Западно-Австралийский перикокеанический мегабассейн, 82, 85, 189
 Западно-Атлантический ГПН, 50, 91, 189
 Западно-Калимантанский суббассейн, 73, 75, 78, 116
 Западный шельф Японии, 69, 115
 Зубейр (свита), 89
 Изверженные породы океанической коры, 18

- Ил (нефтегазоносная область), 62
 Илвуд-Пойнт-Концепшн (зона нефтегазонакопления), 65
 Индоокеанский сегмент Земли, 23, 82, 185
 Индифатигейбл (месторождение) 93, 94, 97
 Индосинийско-Яванский мегабассейн 60, 61, 73, 78, 79, 116, 188
 Исикари-Чеховский прогиб, 69
- Калифорнийский бассейн, 60, 61, 66, 77, 187
 Калифорнийский шельф, 62
 Кенай (месторождение), 60, 67
 Кингфиш (месторождение), 60, 80
 Классификации твердых полезных ископаемых, 122
 Код (месторождение), 101
 Красное море, рудные фации, 165
 Красное море, рудоносные илы, 165
 Крупные вулканогенные структуры, 13
 Кубики (месторождение), 69, 70, 71
 Кумоиде (месторождение) 72
 Куросака (месторождение) 72
- Лежандр (месторождение) 85, 87
 Лейк-Энтранс (формация), 81
 Леман (месторождение), 93, 97, 98
 Лонг-Бич (месторождение), 64, 65
 Лос-Анжелес (нефтегазоносная область), 62, 65, 66
 Лэтроб Вэлли (формация), 81
- Маракаибо (впадина), 103, 109, 116
 Марлин (месторождение), 60, 80, 82
 Меконгская (впадина), 73
 Мексиканский перикратонный мегабассейн, 94, 103, 105, 106, 188
 Металлоносные илы и рассолы, 165
 Минами-Ага (месторождение), 71
 Минас (месторождение), 73, 77
 Митцукэ (месторождение), 72
 Морфотектоническое районирование, 128
 Мунгаро (горизонт) 86
- Надцехштейновый нефтегазоносный этаж, 96, 99, 101, 102
 Накайо (месторождение), 71
 Нефтегеологическое районирование Мирового океана, 49
 Ниниан (месторождение), 92, 100
 Новруз (месторождение), 88, 90
 Норс-Рэнкин (месторождение), 85, 86, 87
- Ньюпорт-Инглвуд (зона нефтегазонакопления), 64
- Океаническая кора, 7, 8
 Окраинные моря, 5, 32, 33
 Окраинные моря внутрокеанических подвижных поясов, 39
 Оловоносные россыпи, 162
 Орогенные впадины, 42, 43, 44
 Осадочная толща океанов, 21
 Осадочное рудообразование, 140
- Перикратонный главный пояс нефтегазообразования и нефтегазонакопления, 53, 113, 115, 116, 195
 Перикратонные мегабассейны, 55, 82, 91
 Перикратонные впадины, 42, 43, 44
 Периокеанический главный пояс нефтегазообразования и нефтегазонакопления, 53, 58, 113, 116, 195
 Периокеанические мегабассейны, 58, 82, 91
 Персидский залив, 87, 103, 115, 116
 Персидский нефтегазоносный перикратонный мегабассейн, 82, 87, 189
 Плитчатый доломит серии Лейне, 98, 99
 Подцехштейновый нефтегазоносный этаж, 96, 97, 98, 101, 102
 Пойнт-Фортин (месторождение), 110, 111
 Провинция внутрокеанических подвижных поясов, 129
 Провинция океанических впадин, 131
 Провинция геосинклинальных областей, 132
 Провинция подводных окраин континентов, 133
 Прогнозные запасы углеводородов, 181
- «Разуплотненная мантия», 9
 Рингкебинг-Фюн (поднятие), 94
 Рэнкин (зона нефтегазонакопления) 86
- Салинас (нефтегазоносная область), 62
 Санта-Ана (месторождение), 108
 Санта-Инез (месторождение) 60, 66
 Санта-Мария (нефтегазоносная область), 62
 Саут-Вест-Ампа (месторождение), 60, 73, 76
 Сафания-Хафы (месторождение), 88, 90

Северное море, 91, 94, 95, 96, 87, 98, 99, 115, 116
Северо-Европейский перикратонный мегабассейн, 57, 92, 94, 96, 98, 99, 101, 102, 188
Северо-Индосинийский суббассейн, 73, 75
Северо-Средиземноморский ГПН, 55, 91, 188
Североморская синеклиза, 94, 96, 98, 99, 100, 101, 102
Секихара (месторождение), 71
Серия (месторождение), 60, 73, 76
Сиамский суббассейн, 73, 75, 76
Скотт-Риф (месторождение), 85, 86
Слохтерн (месторождение), 96, 97, 98
Солдадо (месторождение), 93, 110, 111
Сол-Пит (трог), 96
Сулеви (бассейн), 73, 75
Схонебек (месторождение), 100

Тайваньская (впадина), 73
Тамама (свита), 90
Тампико-Гукспан (впадина), 103, 107
Тасмановоморский нефтегазоносный мегабассейн, 188
Татарско-Япономорский мегабассейн, 61, 69, 77, 188
Тектоническое районирование океанского дна, 30
Тембалье Бей (месторождение), 106, 107
Тихоокеанский перикратонный ГПН, 55, 112, 188
Тихоокеанский сегмент Земли, 22, 50, 60, 185
Торранс-Уилмингтон (зона нефтегазонакопления), 64
Торфельт (месторождение), 92, 101
Трудос (массив), 135

Уилмингтон (месторождение), 60, 63, 65
Уэцу (прогиб) 69, 71, 72

Фарси (свита), 89
Фортис (месторождение), 92, 101

Фосфориты, 169
Францисканская серия, 65
Фуакава (месторождение), 72
«Фундамент» коры, II

Халибут (месторождение) 69, 80, 81
Ханойская впадина, 73, 75
Хантингтон-Бич (месторождение), 60, 63, 64, 65
Хемлок (свита), 68, 69
Хит (свита), 89
Хуфф (свита), 89

Центрально-Североморский (Викинг) грабен, 96, 99, 100, 101, 102, 116
Цехштейновый нефтегазоносный этаж 96, 98, 99, 102

«Чехол» коры, II

Шельф Бассова пролива, 79
Шельф Западной Австралии, 85, 114
Шельф Индосинийско-Яванского региона, 115
Шельф Мексиканского залива, 103
Шельф острова Тринидад 111, 112
Шип Шоул (месторождение), 103, 105, 106

Эбано-Пануко (зона нефтегазонакопления), 107
Эйнджел (месторождение), 85
Экзогенные процессы, 140
Экофиск (месторождение), 92, 94, 101
Эльдфиск (месторождение), 92, 101
Эпигеосинклинальный главный пояс нефтегазообразования и нефтегазонакопления, 54, 113, 115, 195
Эндогенные процессы, 134

Южно-Средиземноморский ГПН, 55, 91, 189
Южный шельф Карибского моря, 108

Яванский суббассейн, 73, 75, 76, 77, 78

	Стр.
Введение	3
Раздел I. Геологическое строение дна Мирового океана	7
Глава 1. Геологическое строение океанических впадин	7
Некоторые черты строения и развития океанической коры	7
Изверженные и метаморфизованные породы океанической коры	18
Строение осадочной толщи	21
Основы тектонического районирования дна Мирового океана	30
Глава 2. Геологическое строение окраинных и внутренних морей	32
Список литературы к разделу I	46
Раздел II. Общие закономерности нефтегазонакопления в акваториях	49
Глава 3. Нефтегеологическое районирование Мирового океана	49
Глава 4. Закономерности размещения морских месторождений нефти и газа в Тихоокеанском сегменте Земли	60
Калифорнийский шельф	62
Залив Кука	67
Западный шельф Японии	69
Шельф Индосинийско-Яванского региона	72
Шельф Бассова пролива	79
Глава 5. Закономерности размещения морских месторождений нефти и газа в Индоокеанском сегменте Земли	82
Шельф Западной Австралии	85
Персидский залив	87
Глава 6. Закономерности размещения морских месторождений нефти и газа в Атлантическом сегменте Земли	91
Северное море	94
Шельф Мексиканского залива	103
Южный шельф Карибского моря	108
Шельф о. Тринидад	111
Основные выводы	113
Список литературы к разделу II	117
Раздел III. Твердые полезные ископаемые Мирового океана	120
Глава 7. Геологические предпосылки рудоносности океанических впадин	125
Районирование дна Мирового океана для обоснования геологических предпосылок рудообразования	125
Эндогенные процессы	134
Вулканогенно-осадочные процессы	139
Экзогенные процессы	140
Глава 8. Железо-марганцевые конкреции	145
Некоторые геологические особенности распространения железо-марганцевых стяжений на океаническом дне	147

Состав и строение конкреций	149
Главные задачи разведки залежей конкреций	150
Перспективные районы для разведки конкреций	153
Глава 9. Береговые и подводные россыпи	155
Общие предпосылки образования прибрежных морских россыпей	156
Современное состояние освоения прибрежных морских россыпей	
за рубежом	159
Оловоносные россыпи	162
Глава 10. Другие виды потенциальных минеральных ресурсов	165
Металлоносные илы и рассолы	165
Фосфориты и другие перспективные виды минерального сырья	169
Основные выводы	175
Список литературы к разделу III	178
Раздел IV. Минеральные ресурсы Мирового океана и возможности	
их освоения	181
Глава 11. Прогнозные запасы углеводородов	181
Глава 12. Прогнозная оценка некоторых видов твердых полезных	
ископаемых	193
Заключение	196
Список литературы к разделу IV	200
Список литературы общий	201
Предметный указатель	202

ИБ № 2176

*Евгений Александрович Величко,
Юрий Яковлевич Кузнецов,
Леонид Элиазарович Левин и др.*

**ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
МИРОВОГО ОКЕАНА**

Редактор издательства *Т. В. Колошина*
Обложка художника *Г. Р. Левина*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технические редакторы *Н. В. Балашова, Л. Н. Шиманова*
Корректор *Н. Д. Громова*

Сдано в набор 18.10.77. Подписано в печать 25.08.78. Т-16624 Формат 60×90^{1/16}
Бумага № 2 Гарнитура литер. Печать высокая Печ. л. 13,5 с вкл. Уч.-изд. л. 14,78;
Тираж 2400 экз. Заказ 906/6743—4 Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра»
готовятся к печати
новые книги

ИЗОХ Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. 10 л. 1 р. 55 к.

В монографии дано обоснование новой методики объективного описания, графического изображения и сопоставления гранитоидсодержащих формаций по широкому набору вещественных, геологических и металлогенических признаков. По единой системе обобщены данные по более чем 500 магматическим комплексам СССР и других стран. Показана эффективность методики при решении различных задач формационного анализа: выделении магматических и металлогенических провинций и эпох, анализе ритмичности и направленной эволюции магматизма во времени и на площади, установлении связей магматизма и тектоники. Определены наборы диагностических признаков разных групп гранитоидных формаций, сопровождаемых оруденением олова, молибдена, железа, вольфрама и других металлов. Для каждой группы указаны диапазоны геологических условий формирования. Приведены примеры прогноза оруденения, связанного с гранитоидами, исходя из аналогий с эталонными объектами и из других принципов формационного анализа.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, научных работников, преподавателей и студентов геологических специальностей, интересующихся проблемами магматической геологии, петрологии и металлогении.

ПРИНЦИПЫ прогнозирования свинцово-цинковых месторождений и методика составления прогнозных карт. 15 л. 1 р. 16 к. Авт.: Биндеман Н. Н., Иванкин П. Ф., Некрасов Е. М. и др.

В книге рассматриваются актуальные вопросы, связанные с принципами и методами прогноза эндогенных месторождений. Охарактеризована методика составления прогнозных карт для различных свинцово-цинковых структурно-металлогенических зон, разделенных согласно предлагаемой систематике на ряд типов. Приводится характеристика прогнозных карт Рудного Алтая, Енисейского кряжа, Сихотэ-Алиня, различных районов Кавказа и других структурно-металлогенических зон. Рекомендуются рациональные комплексы поисковых методов при поисках свинцово-цинковых месторождений в структурно-металлогенических зонах разного типа.

Книга рассчитана на геологов-производственников и научных работников, проводящих прогнозно-металлогенические исследования, а также на студентов геологических вузов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»



Приложение. Схема строения и нефтегазоносности осадочной толщи Мирового океана. Составил Л. Э. Левин (1973 г.), используя материалы других авторов: тектоническую карту Австралии (Geol. Surv. of Australia, 1971 г.), тектоническую карту Северной Америки (P. B. King, 1969 г.), а также материалы ИО и ИФЗ АН СССР, НИИГА, Южморгео, JNIDES, B. J. Colette, R. S. Ditz, C. L. Drake, K. D. Emery, M. Ewing, T. J. Fransis, K. Hunkins, B. C. Heezen, W. J. Ludwig, J. E. Nafe, M. L. Parke, C. Shor, J. J. Veevers, J. M. Wegeman, J. L. Worzel e. a.

Области обрамления осадочных депрессий: 1 — орогены и щиты на континентах, антиклинории островных дуг; 2 — океанические хребты — вулканогенные и глыбовые; 3 — внутриокеанические подвижные пояса. 4 — осадочные депрессии континентов (синеклизы, межгорные впадины и др.); 5 — изопакеты осадочной толщи (в км) в системе Мирового океана и на обрамляющей суше, км; 6—8 — границы распространения комплексов осадочного слоя в океанах: 6 — юрского, 7 — мелового, 8 — палеогенового. Сводные разрезы по данным глубоководного бурения; 9—14 — литологический состав пород: 9 — пелиты, 10 — мел, доломиты, 11 — кремнистые горизонты, 12 — известняки, 13 — эвапориты, 14 — песчаники; 15 — конгломераты и гравелиты; 16—18 — палеогеографическая обстановка: 16 — глубоководная, 17 — мелководно-морская, 18 — континентальная и прибрежно-морская; 19 — стратиграфический диапазон осадочной толщи на шельфах; 20—22 — морские месторождения и их группы: 20 — нефтяные, 21 — газовые, 22 — нефтегазопроявления в скважинах глубоководного бурения; 23—24 — прочие обозначения; 23 — глубоководные желоба; 24 — некоторые разломы

2 р. 20 к.

2651

НЕДРА