

В.Ф.КАНАЕВ

РЕЛЬЕФ ДНА
ИНДИЙСКОГО
ОКЕАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П.ШИРШОВА

В.Ф.КАНАЕВ

РЕЛЬЕФ ДНА
ИНДИЙСКОГО
ОКЕАНА

22976



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1979



Рельеф дна Индийского океана. Канаев В.Ф. М.: Наука, 1979, 267 с.

В монографии изложена история исследований Индийского океана, дано описание рельефа и строения дна.

Монография создана в основном на материалах, собранных советскими научно-исследовательскими судами.

Издание рассчитано на широкие круги океанологов.

Ил. 76. Библиогр. 372 назв.

Ответственный редактор
доктор географических наук
Г.Б. УДИНЦЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Индийский океан, третий по площади (74,9 млн. км²) океан Земли, расположен большей частью в южном полушарии в окружении четырех материков: Африки, Азии, Австралии и Антарктиды, которые образуют на значительном протяжении естественные границы океана. Лишь на юге, между Антарктидой с одной стороны и Африкой и Австралией — с другой, имеются два широких прохода — Африканский и Австралийский, которые соединяют Индийский океан с Атлантическим и Тихим. Границы между океанами в этих проходах проводятся по меридианам, проходящим от южной оконечности Африки, м. Игольного (Агульяс), вдоль 20° в.д. и от южной оконечности о-ва Тасмания, м. Юго-Восточного, вдоль 147° в.д. Наиболее сложна граница Индийского океана на северо-востоке, где она проводится по северной части Малаккского пролива, юго-западным и южным берегам Большых и Малых Зондских островов, юго-западному берегу Новой Гвинеи и Торресову проливу.

В последнее время в связи с изучением Антарктики снова встал вопрос о выделении Южного океана. Это связано с тем, что южные части Тихого, Атлантического и Индийского океанов обладают рядом сходных гидрометеорологических признаков, главным образом общими схемами циркуляции атмосферы и океана. Северная граница Южного океана обычно проводится по зоне антарктической конвергенции либо условно по линиям, соединяющим южные окраины материков. Последнее связано с тем, что в природе нет четких морфологических границ, отделяющих Южный океан от других океанов Земли. Признавая целесообразность выделения южной приантарктической части Мирового океана как области, характеризующейся специфическими природными условиями, считаем необходимым сохранить прежнее представление об Индийском океане как структурно-геоморфологической единице, включающей всю котловину, расположенную между Африкой, Азией, Австралией и Антарктидой.

В Индийском океане сравнительно немного морей: на севере расположены средиземные моря — Красное море и Персидский залив, бухинные моря — Аравийское, Андаманское, Тиморское и Арафурское, крупные заливы — Аденский, Оманский, Бенгальский, Карпентария, Большой Австралийский; на самом юге находятся антарктические моря — Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества, Дейвиса, Моусона, Дюрвиля, залив Прюдс.

Островов в Индийском океане также немного, и сосредоточены они главным образом в его западной половине. Наиболее крупные острова: Мадагаскар, Тасмания, Шри Ланка, Сокотра, а также Сейшельские — являются материковыми. Остальные острова имеют небольшие размеры и представляют либо надводные вершины вулканов — Кергелен, Крозе, Принс-Эдуард, Амстердам, Сен-Поль, либо коралловые рифы — Лаккадивские, Мальдивские, Чагос, Амрантские, Фаркуар, Кокосовые и др. Кроме того, встречаются вулканические острова, окаймленные коралловыми рифами, — Маскаренские, Коморские, Андаманские, Никобарские.

Котловина Индийского океана, так же как и других океанов Земли, делится на четыре крупнейших элемента: подводную окраину материков, зону островных дуг, ложе океана и срединно-океанические хребты. Данные о площади каждой из выделяемых единиц показывают, что наибольшую часть котловины океана занимает ложе — 36 млн. км² (46%), затем идут подводные окраины материков — 22 млн. км² (31%) и срединно-океанические хребты — 15 млн. км² (20%), в то время как на долю островных дуг приходится всего 2 млн. км² (3%) [Леонтьев, Удинцева, 1971].

В отличие от Тихого и Атлантического Индийский океан не заходит далеко на север и не соединяется с Северным Ледовитым океаном. Этим определяются многие специфические черты природы Индийского океана, что наиболее ярко проявляется в сезонной изменчивости течений, связанной со сменой зимних и летних муссонов. Однако и рельеф, и строение дна Индийского океана в известной степени определяются его преимущественным положением в южном полушарии среди "гондванских" материков. Как известно, многие ученые связывают образование котловины Индийского океана с распадом древнего материка южного полушария — Гондваны и дрейфом его "обломков" по поверхности Земли. Если вопрос о существовании Гондваны все еще не решен, то несомненно тесная связь в строении и развитии окраинных частей океанической котловины с окружающими материками, что позволяет использовать данные наземной геологии для суждения и о развитии океанского дна.

Формирование и развитие рельефа Земли, включая и подводный, происходит под воздействием эндогенных и экзогенных процессов, что требует всестороннего учета при морских геоморфологических исследованиях данных, характеризующих эти процессы. Однако подводный рельеф не только испытывает воздействие различных сил, но и сам оказывает влияние, и зачастую существенное, на многие стороны природы океана. Так, рельеф дна в значительной степени определяет циркуляцию вод океана, возможности водообмена между его котловинами, формирование и распространение донных осадков, особенности распределения донной фауны и др. Поэтому данные о подводном рельефе учитываются при изучении различных природных явлений и процессов, происходящих в океане.

До настоящего времени, несмотря на широкое развитие методов морских геолого-геофизических исследований, сведения о подводном рельефе являются основными при изучении тектоники дна океанов и

морей, и "батиметрический" метод остается до сих пор на вооружении геологов. Надо сказать, что при решении вопросов глобальной тектоники сведения о рельфе дна имеют большое значение и широко используются во всех гипотезах происхождения и развития поверхности Земли.

Знание подводного рельефа, и зачастую с очень высокой точностью, требуется при решении многих вопросов, связанных с использованием океана и его ресурсов. В первую очередь это относится к судоходству и рыболовству, а также к добыче полезных ископаемых: нефти, газа, олова, золота, алмазов, железомарганцевых конкреций и др.

Таким образом, сведения о подводном рельфе необходимы и для научных и для практических целей. Вследствие этого значительно возрос объем морских геоморфологических исследований, разработаны и применяются новые приборы и методы, в том числе и для непосредственного изучения поверхности дна (батискафы). Однако, несмотря на это, морские геоморфологи (в отличие от геоморфологов суши) пока не имеют возможности получать визуальное представление об отдельных формах подводного рельефа или о морфологии крупных участков дна. Поэтому при составлении батиметрических карт общее представление о морфологии дна и отдельных форм приходится получать по косвенным данным, главным образом по профилям дна. Понятно большое внимание, уделяемое методике составления карт подводного рельефа.

Существует два основных метода изображения рельефа дна на картах — отметками глубин и изобатами (линиями равных глубин). Первый способ широко применяется на морских навигационных картах, а второй — на батиметрических. Последние представляют большие возможности для точной передачи планового положения и морфологических особенностей форм подводного рельефа и поэтому широко используются как при научных исследованиях, так и при решении практических задач.

Методика составления батиметрических карт должна обеспечивать получение такого изображения подводного рельефа, которое бы полностью соответствовало фактическим данным, научно обоснованным представлениям о морфологии дна и по возможности исключало гипотетичность в рисунке изобат. Кроме того, изображение подводного рельефа на батиметрической карте должно быть пластичным и передавать в рисунке изобат основные морфологические особенности подводного рельефа.

При составлении батиметрической карты Индийского океана была использована методика Института океанологии. Сущность этой методики, называемой методом геоморфологической интерполяции, заключается в использовании как геоморфологических, так и геофизических, литологических, гидрологических, биологических и других данных, что позволяет значительно уточнить изображение подводного рельефа на карте. Неоднократные проверки показали, что в большинстве случаев данный метод дает хорошие результаты.

Составление подробной батиметрической карты всего океана стало возможным лишь в результате исследований, выполненных во время Международного геофизического года 1957—1959 гг. и Международной

индоокеанской экспедиции 1960–1965 гг., в которых Советский Союз принимал активное участие, снаряжав суда "Обь", "Лена", "Витязь" и др.

В работах Международной индоокеанской экспедиции кроме СССР принимали участие корабли более чем 20 стран: Австралии, Англии, Индии, Индонезии, Пакистана, США, Франции, ФРГ, Шри Ланка, ЮАР, Японии и др. Материалы этих исследований, включая и данные по рельефу дна, подлежали международному обмену, что позволило получить их через ЮНЕСКО, Международные центры данных, а также путем непосредственного обмена с различными исследовательскими организациями: Скриппсовским океанографическим институтом и Геологической обсерваторией Ламона-Доэрти США, Национальным институтом океанографии Англии, Гидрографической службой Австралии, Парижским, Кейптаунским, Токийским и Кильским университетами и др.

Обмену данными в значительной степени способствовало то, что Межправительственной океанографической комиссией в 1965 г. было принято решение об издании по материалам Международной индоокеанской экспедиции Геолого-геофизического атласа Индийского океана; подготовка которого была поручена СССР (Институту океанологии им. П.П.Ширшова), главным редактором назначен профессор Г.Б. Удинцев, ответственным за раздел по рельефу дна – В.Ф. Канаев¹. Именно работа над Атласом позволила получить целый ряд уникальных материалов по рельефу дна Индийского океана.

Составлением новой батиметрической карты, по существу, были подведены итоги международных исследований в изучении рельефа дна Индийского океана. Поэтому в работе уделено значительное внимание характеристике самой карты, использованных материалов и методике составления. По батиметрической карте, материалам экспедиционных исследований, а также литературным источникам дано подробное описание рельефа дна Индийского океана, заканчивающееся изложением вопросов происхождения и развития котловины океана и его подводного рельефа.

Автор принимал участие в разработке как методики сбора и обработки данных по рельефу дна, так и методики составления батиметрических и геоморфологических карт. Часть материалов по рельефу дна Индийского океана была собрана самим автором, принимавшим участие в ряде экспедиций на "Витязе" и "Академике Курчатове", во время которых были обнаружены и обследованы новые формы подводного рельефа, включая Восточно-Индийский хребет, желоба Витязя, Оби, Ланка, Маврикий, подводные горы Курчатова, МГУ и др. При участии и под руководством автора были составлены батиметрические и геоморфологические карты Индийского океана. В этих работах принимали участие многие сотрудники отдела тектоники и геофизики дна океанов, а именно: Г.В. Агапова, Б.В. Баранов, И.М. Белоусос, А.В. Беляев, Л.Я. Буданова,

¹ Геолого-геофизический атлас Индийского океана (Атлас СССР, ГУГК), опубликованный в 1975 г., служит дополнением к материалам данной книги.

Н.И. Ларина, Н.А. Марова, Н.Н. Турко и др. Н.Л. Зенкевичем были предоставлены фотографии дна Индийского океана.

Всем организациям и лицам, оказавшим помощь в проведении данной работы, автор выражает свою искреннюю признательность. Особо хочется поблагодарить заведующего отделом профессора Г.Б. Удинцева за предоставленную возможность проведения данной работы и постоянную поддержку при ее выполнении.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

1. Краткий обзор экспедиционных исследований.

Орографическая схема Индийского океана

Изучение подводного рельефа Индийского океана близ берегов началось давно: первые измерения небольших глубин для обеспечения безопасности мореплавания производились уже в глубокой древности. Однако в течение долгого времени промерами были охвачены лишь материковые и островные отмели, а большие глубины Индийского океана до середины XIX в. практически оставались неизученными.

Первые глубоководные (до 5 км) промеры в Индийском океане были выполнены, вероятно, Д. Россом в Британской антарктической экспедиции (1839–1843) на судах "Эребус" и "Террор" при помощи пушечного ядра, опускаемого на тонком пеньковом тросе. Глубина определялась по началу равномерного сматывания троса под действием его собственного веса после достижения ядром дна. Это, естественно, не могло обеспечить высокой точности измерений и часто сопровождалось появлением неправдоподобно больших глубин – до 15 000 м [Рыкачев, 1881]. Однако в результате различных усовершенствований: появления в 1854 г. лота Брука (с отделяющимся грузом), внедрения резинового "амортизатора", отмечавшего момент касания грузом дна, и других приспособлений – измерение больших глубин стало производиться более успешно [Валло, 1948].

Широкому развитию глубоководных промеров способствовали работы по прокладке подводных телеграфных кабелей. В Индийском океане подобные измерения были выполнены в 1857–1869 гг. в Аравийском море и Бенгальском заливе от Адена до Бомбея и от Мадраса до Пенанга. Используя эти данные, Осборн построил профили дна, на которых, вероятно, впервые было изображено ложе Индийского океана [Osborn, 1871]. Таким образом, в 50-е годы XIX в. начались систематические измерения больших глубин Индийского океана.

В 1870 г. В. Томпсоном был создан глубометр, в котором, как отмечает Ю. Шокальский [1917], с опозданием на 50 лет был использован тот же принцип (подтормаживание врачающейся вышшки с силой, пропорциональной весу вытравленного троса), что и в глубометре Э. Ленца. Последний использовался в кругосветном плавании на судне "Предприятие" в 1823–1826 гг., но, к сожалению, не нашел широкого распространения.

Вслед за В. Томпсоном аналогичные приборы были созданы другими исследователями, что значительно повысило точность измерения океанских глубин.

В 1873—1876 гг. состоялась первая кругосветная океанографическая экспедиция на судне "Челленджер", которая провела широкий комплекс океанографических исследований, включая тросовые измерения глубин и сбор небольших проб донных осадков [Murray, 1885]. Экспедиция работала в южной части Индийского океана и измерила на 18 станциях 32 глубины. Наибольшая глубина — 2600 саж. (4755 м) была измерена в Южно-Австралийской котловине. Вслед за "Челленджером" в 1874—1876 гг. кругосветное плавание совершает немецкое судно "Газель", также производившее измерение глубин. Экспедиция работала в южной части Индийского океана, а затем у берегов Западной Австралии и Зондских островов. В Индийском океане было сделано 58 станций. Наибольшая глубина 4801 м измерена в 90 милях к югу от о-ва Маврикий [Schleinitz, 1889]. На основании промеров "Челленджера", "Газели", судов телеграфных компаний и других Рыкачёвым, Крюммелем и Мерреем были составлены первые батиметрические карты Мирового океана [Рыкачёв, 1881; Krümmel, 1881; Murray, Hjort, 1912]. В Индийском океане на этих картах показаны поднятия дна лишь вокруг океанических островов, ложе океана оставалось "ровным".

Последующие океанографические экспедиции на судах "Веттор-Пизани" (1882—1885), "Энтерпрайз" (1883—1885), "Эгерия" (1887—1889), "Рамблер" (1880—1890) и других, а также суда телеграфных компаний продолжали измерение глубин Индийского океана [Шокальский, 1917; Barker, 1892; Murray, 1885; Schott, 1935].

С 1885 г. в северной части океана начинает работы индийское исследовательское судно "Инвестигейтор", которое до 1902 г. выполнило многочисленные измерения глубин в Аравийском и Андаманском морях и в Бенгальском заливе.

Измерение глубин в Индийском океане производилось и русскими исследователями. Так, во время кругосветного плавания корвета "Витязь" в 1886—1889 гг. под рулеводством С.О. Макарова было измерено несколько глубин в северной части океана [Шокальский, 1917].

В 1898—1899 гг. Германией была проведена специальная глубоководная экспедиция в Индийском океане на судне "Вальдивия", в которой при помощи механического лота были измерены глубины на 129 станциях, расположенных главным образом в юго-западной и северной частях океана [Schott, 1902]. После завершения этой экспедиции Шоттом в 1900 г. была составлена батиметрическая карта Атлантического и Индийского океанов. В Индийском океане на этой карте появляются первые глубины, указывающие на наличие поднятий дна на ложе океана там, где расположены Аравийско-Индийский и Западно-Индийский хребты.

Детальные исследования подводного рельефа в районе Зондских островов провела голландская экспедиция на судне "Сибога" (1899—1900). Однако в пределах собственно Индийского океана было измерено лишь несколько глубин около южного берега о-ва Тимор [Weber,

1900]. В самом начале XX в. немецкая южнополярная экспедиция на судне "Гаусс" (1901–1903) под руководством Е. Дригальского исследовала юго-западную часть Индийского океана. При помощи механического лота были измерены глубины на 72 станциях, в том числе наибольшая глубина 5100 м в котловине Агульяс [Philippi, 1910].

В 1903 г. выходит первое издание Генеральной батиметрической карты океанов масштаба 1:10 000 000 в проекции Меркатора, на которой нашли отражение измерения глубин, выполненные в XIX в. Однако изображение рельефа дна Индийского океана на ней все еще схематично, так как большая часть крупных форм подводного рельефа не была обнаружена.

В 1905 г. в западной части океана в районе островов Маскаренских, Сейшельских и Чагос работала экспедиция на судне "Силарк" под руководством Д. Гардинера, составившего потом подробное описание рельефа дна этого района [Gardiner, 1907]. В 1906–1907 гг. немецкая экспедиция на судне "Планет", проводя промеры к югу от островов Суматра и Ява, обнаружила глубоководный желоб, названный Яванским [Brennecke, 1909]. В 1912 г. появляется батиметрическая карта М. Гролля [Groll, 1912]. В Индийском океане на ней, как и на карте Г. Шотта, дано изображение хребтов и гор не только вокруг островов, но и на ложе океана на месте южного окончания Аравийско-Индийского хребта, середины Восточно-Индийского и др.

После первой мировой войны, начиная с 30-х годов, стали широко использоваться звуковые эхолоты, что позволило измерять глубины на ходу судна. Благодаря этому резко возросло количество глубин, получаемых в каждой океанографической экспедиции. Первой крупной экспедицией, проводившей измерение глубин Индийского океана при помощи звукового эхолота, была кругосветная датская экспедиция на судне "Дана" (1928–1930) под руководством Д. Шмидта, организованная на средства фонда Карлсберга. Измерение глубин производилось эхолотом "Атлас" с интервалом примерно один час вдоль всего маршрута судна. Всего в Индийском океане было измерено 1950 глубин, причем наибольшая глубина около 6 км была измерена в Зондском желобе близ юго-восточной оконечности о-ва Суматра [Greve, 1939]. Экспедицией в северо-западной части океана был обнаружен хребет, названный хребтом Карлсберг (Аравийско-Индийский).

В конце 20-х – начале 30-х годов XX в. в Индийском океане много глубин было измерено голландскими подводными лодками. Наиболее известны измерения, выполненные гравиметрической экспедицией Венинг-Мейнеса [1940]. По-видимому, глубина 7450 м, известная как наибольшая глубина Индийского океана, была измерена какой-то подводной лодкой [List of ocean depths..., 1929].

В конце 30-х годов голландская экспедиция на "Снеллиусе" (1929–1930) под руководством Ван Риля (капитан Ф. Пинк) провела детальные исследования в индонезийских морях, захватив при этом Тиморский желоб и восточную часть Зондского желоба [Van Riel, 1934]. Промеры "Снеллиуса" до сих пор не утратили своего значения и обычно учитываются при составлении батиметрических карт.

В 1953–1954 гг. в северо-западной части Индийского океана работала египетская экспедиция на судне "Мабахисс" под руководством С. Сьюэлла, которая провела обширные разносторонние исследования, включая изучение рельефа дна при помощи эхолота "Анадия" [Sewell, 1935]. Председателем комитета, руководившего этой экспедицией, был Д. Меррей, в честь которого назван хребет в северной части Аравийского моря, открытый этой экспедицией.

Значительные по объему исследования были сделаны английским исследовательским судном "Дискавери" в 1932–1939 гг. в южной части Индийского океана, между 30° ю.ш. и берегом Антарктиды [Herdman, 1948]. В этой экспедиции успешно применялся глубоководный эхолот-самописец, что позволило получить хорошие записи рельефа даже для сильно расчлененной поверхности срединно-океанического хребта. Промеры "Дискавери" до настоящего времени используются при составлении карт.

Успехи в изучении рельефа дна Индийского океана, достигнутые к началу второй мировой войны, нашли отражение на Генеральной батиметрической карте океанов 3-го издания, составленной в Монако [Carte Générale..., 1938–1942; Bencker, 1953; Wiseman, Ovey, 1955]. Изображение подводного рельефа на этой карте отличается от всех ранее составленных батиметрических карт большей детальностью, что свидетельствует о несомненном прогрессе в исследованиях подводного рельефа. На карте показаны хребты в центральной части океана от островов Амстердам и Сен-Поль до о-ва Родригес и далее на северо-запад к о-ву Со-котра, широтный хребет около Западной Австралии, большой массив ("Монакский бастион") в северо-восточной части океана и т.д. Однако многие крупные формы подводного рельефа Индийского океана на ней отсутствуют.

Интересна карта северо-западной части океана Т. Стокса [Stocks, 1944], на которой дано в основных чертах близкое к современному изображение подводного рельефа. Однако по детальности изображения данная карта сильно отличается от новых карт и представляет, по существу, карту-схему.

После окончания второй мировой войны изучение рельефа дна Индийского океана было продолжено. Одной из первых крупных экспедиций явилась глубоководная кругосветная экспедиция на "Альбатросе" (1947–1948). Маршрут этой экспедиции проходил в экваториальной части Индийского океана, примерно между 10° с.ш. и 10° ю.ш. По всему маршруту был сделан эхолотный промер, что позволило впервые получить детальные сведения о сложном расчленении ложа океана на больших глубинах. К западу от Кокосовых островов была измерена глубина 6335 м, которая является максимальной глубиной Восточно-Индийского желоба. Измерения, проведенные судном в районе наибольшей глубины Зондского желоба (7450 м), не обнаружили глубин более 7036 м [Koszy, 1956].

В 1950–1952 гг. одновременно были проведены две кругосветные экспедиции. Одна на датском судне "Галатея", маршрут которой в Индийском океане проходил в Бенгальском заливе и затем вдоль восточного

берега Африки [Killerich, 1957]. Вторая экспедиция на английском судне "Челленджер" в Индийском океане произвела работы в северной его части. В экспедиции на "Челленджере" в отличие от первых двух экспедиций исследования рельефа дна были одной из ее основных задач, так как судно было снаряжено гидрографическими организациями Англии [Gaskell, Ashton, 1954].

В 1956 г. начались работы Советской антарктической экспедиции, которые явились подготовкой к проведению исследований по программе Международного геофизического года в районе Антарктики. В составе этой экспедиции был морской отряд, проводивший океанографические исследования в приантарктических водах Мирового океана. Изучение рельефа дна в южной части Индийского океана было выполнено главным образом на судах "Обь" и "Лена" [Нудельман, 1959, 1960]. Благодаря этим работам был исследован рельеф подводной окраины Антарктиды и дна прилежащих котловин. При этом были открыты две крупные подводные горы Обь и Лена, желоб Лазарева и др. [Мальцев, 1959; Лисицын, Живаго, 1958; Живаго, 1961].

После успешного завершения Международного геофизического года ЮНЕСКО было предложено провести международные исследования Индийского океана. Учитывая, что изучение всего океана в сравнительно короткий срок (пять лет) не под силу государствам, расположенным на его берегах, в 1958 г. Научный комитет по океанографическим исследованиям (СКОР) решил провести Международную индоокеанскую экспедицию (МИОЭ). В работах этой экспедиции, продолжавшейся с 1960 по 1965 г., приняли участие около 20 стран: Австралия, Индия, Индонезия, Пакистан, СССР, США, Франция, ФРГ, Шри Ланка, ЮАР, Япония и др. [Безруков, 1963; Сысоев, 1963].

Представление о том, что было известно о рельефе дна Индийского океана до Международной индоокеанской экспедиции, дают батиметрические карты Атласа мира, Т. Стокса и американского атласа [The World, 1965]. Все они в основном повторяют содержание Генеральной батиметрической карты океанов, давая различное по стилю изображение подводного рельефа, а в отдельных случаях и дополняя его новыми данными. Так, на карте мира американского атласа изображена юго-западная ветвь срединно-индоокеанского хребта на основании исследований судна "Вима", а на карте Стокса показано северное окончание Восточно-Индийского хребта. Однако изображение рельефа дна Индийского океана на этих картах не отличается подробностью и в ряде случаев на них отсутствуют многие крупные формы подводного рельефа, открытые и обследованные во время Международной индоокеанской экспедиции.

Советский Союз начал исследования по плану МИОЭ в 1959 г. Осенью в Индийский океан была направлена экспедиция на "Витязь", который выполнял свой 31-й рейс (6.X 1959–28.IV 1960). По всему маршруту экспедиции был проведен эхолотный промер (28 230 миль) и составлены детальные профили дна [Белоусов, 1961]. Экспедицией были обнаружены новые подводные горы, в том числе гора Бардина и гора Афанасия Никитина, открыт Амирантский желоб и прилегающий к нему хребет.

В 33-м рейсе (6.X 1960—19.IV 1961) "Витязь" снова работает в Индийском океане, производя обширные океанологические исследования, в том числе и эхолотный промер (28 645 миль). При этом были обнаружены и обследованы новые формы рельефа: желоб Чагос, гора Д.И. Щербакова, северное окончание Зондского желоба [Безруков, 1961; Затонский, 1964].

Следующий, третий, рейс "Витязь" в Индийский океан состоялся с 23 июня по 25 ноября 1962 г. Это был 35-й рейс судна, в котором наряду с другими океанологическими исследованиями производился эхолотный промер на протяжении 19 100 миль [Безруков, 1963; Канаев, 1964]. Экспедицией были обнаружены новые подводные горы; детально изучен желоб Оби, установлено существование огромного меридионального Восточно-Индийского хребта [Безруков и Канаев, 1963]. Отдельные участки этого хребта были известны ранее, но они показывались на картах в виде самостоятельных поднятий дна [Индийский океан, 1956; Stocks, 1960].

Следующий (36-й) рейс "Витязь" в Индийский океан (5.X 1964—6.III 1965) интересен тем, что этим рейсом завершились работы МИОЭ и начались исследования Индийского океана по программе Международного проекта верхней мантии Земли [Удинцев, 1965а]. Последнее обстоятельство обусловило специализированный геолого-геофизический характер этой экспедиции, что значительно отличает ее от всех предшествующих комплексных океанологических экспедиций. Однако именно на основе ранее проведенных исследований "Витязь" и судов других стран, выявивших основные черты строения дна Индийского океана, стало возможным проведение геолого-геофизических исследований. Учитывая, что подобные работы за один рейс нельзя осуществить по всему океану, решили проводить исследования на небольших участках дна (так называемых полигонах), приуроченных к основным морфоструктурам Индийского океана. Именно широкое проведение полигонных исследований обеспечило получение в этом рейсе уникальных данных и привело к важным выводам о тектонике Индийского океана [Удинцев, 1965б]. Изучение подводного рельефа (22 683 мили промера) сопровождалось открытием и обследованием новых форм рельефа: гор, подводных долин и уточнением максимальных глубин желобов [Канаев, 1965]. Наиболее важные результаты получены на полигонах. На основании детальных съемок были составлены крупномасштабные (около 1:100 000) батиметрические карты, на которых впервые дано детальное изображение глубоководного морорельефа котловин и хребтов Индийского океана, в том числе и срединно-океанических [Udintsev, 1966].

Чтобы закончить рассказ об исследованиях "Витязь", укажем, что судно совершило еще два рейса в Индийский океан: 40-й (24.XII 1966—5.IV 1967) и 41-й (6.IV—8.VII 1967). В 40-м рейсе изучение рельефа дна (11 250 миль промера) осуществлялось попутно с другими работами. При этом в Аравийском море было обнаружено и подробно изучено несколько подводных долин [Гончаров, 1967].

В 41-м рейсе "Витязь" проводил исследования совместно с нис "Академик Курчатов", которое выполняло свой второй рейс (31.III—15.VII 1967).

Данная экспедиция явилась продолжением и углублением работ 36-го рейса "Витязя" в северо-западной части Индийского океана. Она имела ярко выраженную геолого-геофизическую направленность, и основное внимание ее участников было обращено на исследование рифтовой зоны Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта [Аксенов, Удинцев, 1967]. Совместные работы двух судов проводились в основном на полигонах, они охватывали при этом все виды геолого-геофизических исследований. Изучение подводного рельефа (93 080 миль эхолотного промера "Витязя" и 14 400 миль эхолотного промера нис "Академик Курчатов") привело к географическим открытиям и выявлению новых закономерностей в морфологии и строении срединно-океанических хребтов [Канаев, 1968; Канаев, Михайлов, 1969].

Другие страны, за исключением Австралии, начали работы в рамках МИОЭ несколько позже СССР. Наиболее значительные по объему исследования океана провели США [Preliminary report, 1964; Special Catalogue..., 1967]. Изучение подводного рельефа производилось во всех американских экспедициях, которые охватили значительную часть Индийского океана. В этих работах участвовали суда Скриппсовского океанографического института "Арго" и "Горизонт", выполнившие три экспедиции: "Муссон", "Лузиад" и "Додо"; Ламонтской геологической обсерватории — "Вима", сделавшая четыре рейса, и "Роберт Конрад"; береговой и геодезической службы — "Пионер"; Вудсхольского океанографического института — "Антон Бруун" (девять рейсов), "Атлантик-II", "Чейн" и др. В результате этих работ были обнаружены новые формы рельефа (желоба Маврикий, Вима, подводные горы) и детально изучены многие из известных форм (Зондский желоб, Андаманская котловина, поднятие островов Амстердам и Сен-Поль, срединный хребет в районе о-ва Родригес и т.д.).

Английские суда проводили исследования в северо-западной части Индийского океана [Admiralty..., 1963, 1966а, б]. Работы осуществлялись на судах "Оуэн" (два рейса), "Дискавери" (два рейса) и "Далримпл". В результате подробного изучения этой части Индийского океана были обнаружены новые горы (Эррор, Фреда и др.), крупная зона разлома Оуэн, уточнен рельеф хребта Меррея, возвышенности Мединглей, а в результате полигонных съемок получены подробные батиметрические карты рифтовой зоны и подножия Аравийско-Индийского хребта [Laughton, 1966; Barker, 1966; Matthews 1966; Admiralty..., 1966а].

Австралия проводила исследования в восточной части Индийского океана на судах "Диамантина" (25 рейсов), "Гасконь" (10 рейсов), "Инвестигейтор" (16 рейсов) [Special Catalogue..., 1967]. Изучение подводного рельефа, осуществлявшееся в основном Гидрографической службой Австралии, привело к обнаружению желоба и зоны разлома Диамантина, южного окончания Восточно-Индийского хребта, многочисленных каньонов на материковом склоне Австралии.

Японские исследователи работали в северо-восточной и южной частях Индийского океана на судне "Умитаку-Мару" (четыре рейса) — Токийского университета рыболовства, "Кагошима-Мару" (четыре рейса) —

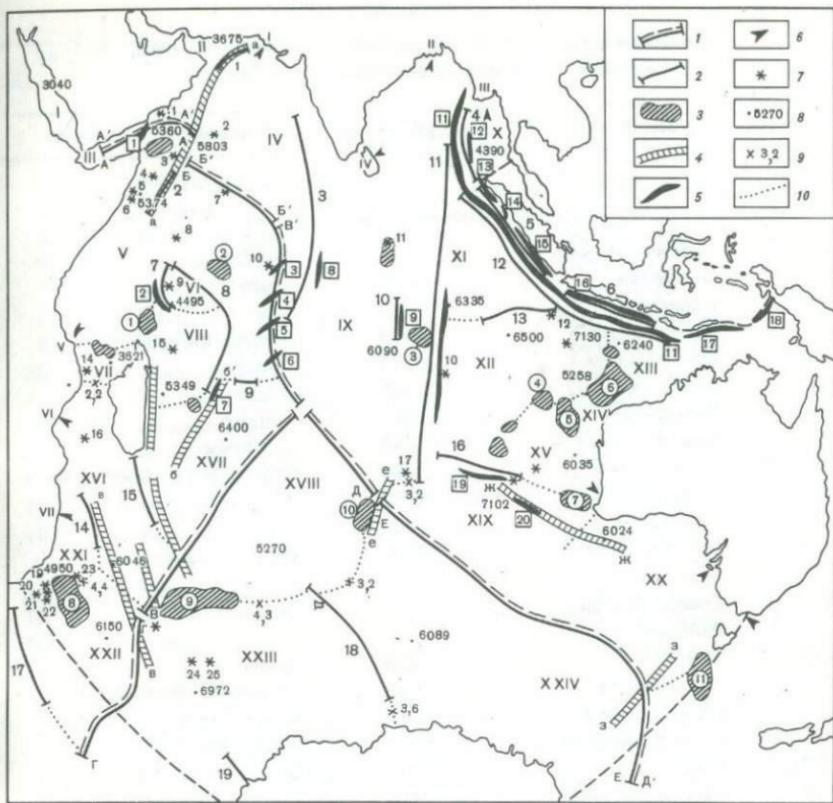


Рис. 1. Орографическая схема дна Индийского океана

Условные обозначения: 1 – ось срединного хребта; 2 – оси хребтов; 3 – плато и горные массивы; 4 – зоны разломов; 5 – желоба; 6 – подводные каньоны; 7 – подводные горы; 8 – максимальные глубины котловин; 9 – глубины седловин; 10 – границы котловин

университета Кагошима и "Койо-Мару" – Рыболовного колледжа в Симоносаки [Special Catalogue..., 1967; General Report..., 1966].

В этих экспедициях наряду с ихтиологическими исследованиями велось измерение глубин.

Индия проводила исследования на судах "Кистна" (20 рейсов), "Варуна" (11 рейсов), "Калава" и "Конч", которые работали близ берегов п-ова Индостан в Бенгальском заливе и Аравийском море [Report of Indian Participation, 1967]. В результате был уточнен рельеф дна осадочных океанских котловин и открыты каньоны на материковом склоне Индии [Varadachari e.a., 1968; Rao; 1968].

Пакистан провел небольшие работы около своих берегов на судах "Зульфикуар" и "Махора". Индонезия выполнила четыре рейса в северо-восточной части Индийского океана на судне "Джаланидхи".

Южно-Африканская Республика провела детальные исследования в юго-западной части Индийского океана, главным образом вокруг южной

Таблица 1

Названия форм подводного рельефа Индийского океана,
показанных на орографической схеме (рис. 1)

№	Русское название	Глубина, м	Английское название
К о т л о в и н ы (максимальные глубины в метрах)			
I	Красноморская	3040	Red Sea
II	Оманская	3675	Oman
III	Аденская	5360	Aden
IV	Аравийская	5803	Arabian(Indian A.P.)
V	Сомалийская	5374	Somali
VI	Амирантская	4495	Amirante
VII	Коморская	3621	Comoro
VIII	Маскаренская	5349	Mascarene
IX	Центральная	6090	Central Indian (Ceylon A.P.)
X	Андаманская	4390	Andaman
XI	Кокосовая	6335	Cocos
XII	Западно-Австра- лийская	6500	West-Australian
XIII	Северо-Австра- лийская	6240	North-Australian
XIV	Кювье	5258	Cuvier
XV	Натуралиста	6035	Naturaliste (Perth A.P.)
XVI	Мозамбикская	6046	Mozambique
XVII	Мадагаскарская	6400	Madagascar
XVIII	Крозе	5270	Crozet
XIX	Амстердамская	7102	Amsterdam
XX	Южно-Австралийская	6024	South-Australian
XXI	Транской	4950	Transkei
XXII	Агульяс	6150	Agulhas
XXIII	Африканско-Антарк- тическая	6972	Africa-Antarctic
XIV	Австралийско-Антарк- тическая	6089	Australia-Antarctic
Срединно-океанические хребты (минимальные глубины в метрах)			
А	Срединно-Аденский	365	A'Sheba Ridge
Б	Аравийско-Индийский	1147	B'Carlsberg Ridge
В	Западно-Индийский	250	B'Central-Indian Ridge
Г	Африканско-Антаркти- ческий	947	G'Southwest Indian Ridge
Д	Центрально-Индийский	1145	D'Southeast Indian Ridge
Е	Австро-Антарктиче- ское поднятие	1145	
Хребты и валы (минимальные глубины подводных хребтов в метрах)			
1	Хребет Меррея	251	Murray Ridge
2	Хребет Чейн	1778	Chain Ridge

Таблица 1 (продолжение)

№	Русское название	Глубина, м	Английское название
Хребты и валы			
3	Мальдивский хребт		Chagos-Lakkadive Plateau
4	Андаманский хребт		Andaman-Nicobar Ridge
5	Хребет Ментавай		Mentawai Ridge
6	Балийский хребт	704	Bali Ridge
7	Амирантский хребт		Amirante Ridge
8	Маскаренский хребт		Mascarene Plateau
9	Хребет Родригес		Rodrigues Ridge
10	Хребет Ланка	2950	Lanka Ridge
11	Восточно-Индийский хребт	847	Ninetyeast Ridge
12	Зондский вал		Sunda Rise
13	Кокосовый вал		Cocos Rise
14	Мозамбикский хребт	1163	Mozambique Ridge
15	Мадагаскарский хребт	20	Madagascar Ridge
16	Западно-Австралийский хребт	563	Broken Plateau
17	Капский вал		Cape Rise
18	Хребет Кергелен		Kerguelen Plateau
19	Хребет Гуннерус		Gunnerus Ridge

Плато, возвышенности и горные массивы
(минимальные глубины подводных форм в метрах)

1	Горный массив Фаркуар		Farquhar Rise
2	Возвышенность Мединглей	2257	Madinglay Rise
3	Монакское плато ¹	1596	Monaco Plateau
4	Гора Зенит	1924	Zenith Plateau
5	Горный массив Кювье	2047	Cuvier Rise
6	Плато Эксмут	741	Exmouth Plateau
7	Плато Натуралиста	2030	Naturaliste Plateau
8	Плато (возвышенность) Агульяс	2025	Aguilhas Plateau
9	Плато Крозе		Crozet Plateau
10	Плато Амстердам		Amsterdam Plateau
11	Возвышенност Милл	730	Mill Rise

Зоны разломов

а	Оуэн	Owen
б	Маврикий	Mauritius
в	Мозамбикская	Mozambique
г	Принс-Эдуард	Prince Edward
д	Мадагаскарская	Malagasy
е	Амстердамская	Amsterdam
ж	Диамантиня	Diamantina
з	Тасманова	Tasman

¹ С 1975 г. принятное название плато Осборн (Osborn Knoll). — Прим. ред.



Таблица 1 (продолжение)

№	Русское название	Глубина, м	Английское название
Ж е л о б а (максимальная глубина в метрах)			
1	Алула-Фартак	5360	Alula-Fartak
2	Амирантский	5477	Amirante
3	Витязя	5544	Vityaz
4	Вима	6492	Vema
5	Арго	4978	Argo
6	Мария-Целеста	5396	Marie-Celeste
7	Маврикий	5300	Mauritius
8	Чагос	5408	Chagos
9	Ланка	5586	Lanka
10	Восточно-Индийский	6335	Ninetyeast
11	Зондский	7130	Sunda
12	Андаманский	4390	Andaman
13	Сималурский	2730	Simealue
14	Ниас	675	Nias
15	Ментавай	2332	Mentawai
16	Балийский	4644	Bali
17	Тиморский	3310	Timor
18	Кай	3625	Kai
19	Оби	5880	Ob
20	Диамантина	7102	Diamantina
К а н ъ о н ы			
I	Инда		Indus
II	Ганга		Ganges
III	Мартабан		Martaban
IV	Тринкомали		Trinkomalee
V	Танганьика		Tanganika
VI	Замбези		Zambezi
VII	Тагела		Tagela
VIII	Перт		Perth
IX	Муррей		Murray
X	Флиндерс		Flinders
П о д в о д н ы е г о р ы (минимальные глубины в метрах)			
1	Гениста	188	Genista
2	МГУ	2758	MGU
3	Эррор	368	Error
4	Дитрих	1928	Ditrich
5	Андрю	1535	Andrew
6	Давид	1710	David
7	Вернадского	1715	Vernadskiy
8	Экватор	1068	Equator
9	Фреда	435	Fred
10	Курчатова	1658	Kurchatov

Таблица 1 (окончание)

№	Русское название	Глубина, м	Английское название
Подводные горы (минимальные глубины в метрах)			
11	Афанасия Никитина	1549	Afanasiy Nikitin
12	Щербакова	1433	Scherbakov
13	35-го рейса Витязя	2474	35 Vityaz Cruise
14	Пейслий	296	Paisley
15	Бардина	1527	Bardin
16	Холл	412	Hall
17	36-го рейса Витязя ¹	1033	36 Vityaz Cruise
18	35—36-го рейсов Витязя	1074	35—36 Vityaz Cruise
19	Деви	1360	Davie
20	Шеклтона	1198	Shackleton
21	Меллори	825	Mallory
22	Натал	1811	Natal
23	Африкана	1434	Africana
24	Обь	247	Ob
25	Лена	254	Lena

¹ В 1976 г. переименована в гору Канаева. — Прим. ред.

оконечности Африки. Работы велись на судах "Африкана" (пять рейсов), "Натал" и "Джон Гилхрист" (три рейса), которые открыли и обследовали подводные горы Африканы, Натал, Шеклтона, каньон Тагела и др.

Португалия выполнила небольшие по объему исследования в Мадагаскарском проливе на судне "Алмиранте Лакерда" (два рейса).

ФРГ провела исследования в северо-западной части Индийского океана, послав новое исследовательское судно "Метеор-II". Сделав один рейс зимой 1964/1965 г., судно собрало данные по рельефу дна Персидского залива* и подводных окраин материков в районе северо-восточной Африки, Аравии и западного берега Индии, что позволило уточнить морфологию материковых склонов [Ulrich, 1968].

Франция осуществляла подробные исследования вдоль восточных берегов Африки, в Аравийском и Красном морях, Персидском и Аденском заливах на судне "Командант Роберт Гирард" (четыре рейса).

К сожалению, приходится отметить, что данные по рельефу дна ряда экспедиций (Франция, Индонезия, Португалия, Индия и др.) либо совсем неизвестны, либо известны в виде списков глубин станций или отдельных профилей дна, что явно недостаточно для детального изучения подводного рельефа.

После официального завершения работ Международной индоокеанской экспедиции в 1965 г. исследования рельефа дна Индийского океана были продолжены как странами, расположенными на берегах Индийского океана (Австралия, Индия, Пакистан, ЮАР и др.), так и находящимися вдали от него (Англия, СССР, США, Франция, Япония и др.).

Таким образом, благодаря работам Международной индоокеанской экспедиции, Международного геофизического года, а также ряда других экспедиций на протяжении последних 15 лет изученность рельефа дна Индийского океана резко возросла. При этом были сделаны крупнейшие географические открытия (Западно-Индийский и Восточно-Индийский хребты, зоны разломов Оуэн, Диамантин и др.), которые внесли существенные изменения в прежние представления о подводном рельефе Индийского океана. На рис. 1 представлена новая орографическая схема дна Индийского океана, на которой показаны горные сооружения, валы, возвышенности, глубоководные желоба, океанические котловины. Вследствие появления новых форм рельефа и изменения количества котловин возникла необходимость в использовании новых географических названий и уточнении старых. В начале 60-х годов в Советском Союзе была достигнута договоренность между Институтом океанологии имени П.П. Ширшова АН СССР и Научно-редакционной частью ГУГК СССР о единых названиях для основных форм рельефа дна Индийского океана. Затем при подготовке Международного геолого-геофизического атласа Индийского океана были согласованы названия океанических котловин, но в отношении подводных хребтов этого сделать полностью не удалось. В табл. 1 приведены русские и зарубежные названия форм подводного рельефа Индийского океана.

2. Материалы по подводному рельефу, использованные при составлении батиметрической карты

При составлении новой батиметрической карты Индийского океана было использовано большое количество разнообразных материалов по подводному рельефу. Среди них наиболее важными явились материалы, собранные во время Международного геофизического года и Международной индоокеанской экспедиции, работы которых охватили буквально весь океан. В связи с тем, что в этих исследованиях принимали участие суда более чем 20 стран, сбор первичных материалов, их обработка и использование для новой карты представляли трудную задачу. Большая помощь при этом была оказана начальником департамента океанографии ЮНЕСКО К.Н. Федоровым, в связи с тем что Межправительственной океанографической комиссией в 1965 г. было принято решение об издании по материалам Международной Индоокеанской экспедиции Геологогеографического атласа Индийского океана, подготовка которого была поручена Академии наук СССР (Институту океанологии им. П.П. Ширшова), главным редактором назначен профессор Г.Б. Удинцев. Ответственным за подготовку раздела по рельефу дна был назначен В.Ф. Канаев. Именно работа над Атласом позволила получить целый ряд уникальных материалов, что значительно улучшило обеспеченность батиметрической карты Индийского океана.

Среди этих материалов в первую очередь следует назвать промерные планшеты масштаба 1:1 000 000, подготовленные гидрографическими службами Австралии, Англии, Пакистана и ЮАР для Генеральной

батиметрической карты океанов (ГЕБКО). Как известно, рельеф дна на этих планшетах характеризуется отметками глубин. На большей части планшетов было собрано много данных, иногда включая промеры Международной индоокеанской экспедиции. К числу наиболее обеспеченных относится большинство австралийских планшетов, английские планшеты на северо-западную часть океана и на Южно-Китайское море, планшеты ЮАР, часть планшетов Пакистана. Некоторые планшеты были насыщены отметками глубин до предела, что позволяло использовать их при проведении изобат в качестве основных материалов. Таким образом, при составлении батиметрической карты были использованы прокладные планшеты масштаба 1:1 000 000 на весь Индийский океан, а также и на Южно-Китайское море.

Кроме планшетов ГЕБКО нами были получены и использованы при составлении карты прокладные планшеты масштаба 1:1 000 000 с промерными данными отдельных экспедиций, которые также были представлены отметками глубины, расположенными вдоль маршрута судна через 1–2 мили. Подобные планшеты имелись для американских экспедиций "Муссон", "Лузиад", "Додо" (присланные Р. Фишером; США), 14-го и 16-го рейсов "Вимы" (из МЦД-Б), а также для "Метеора-II" ФРГ (привезенные В.П. Зенковичем). Эти материалы представляли большую ценность, так как содержали новейшие данные МИОЭ, обычно отсутствующие на планшетах ГЕБКО. Много новых данных в виде отметок глубин вдоль промерных галсов "Галлиени" на район котловины Крозе содержала французская батиметрическая карта, присланная П. Шлихом [Berthois e.a., 1970], которая по значению представленных на ней данных может быть приравнена к промерным планшетам с промерами отдельных экспедиций. Кроме того, отметки глубин использовались также с листов AIV, AIII, A'IV, A'III, B'IV, B'III масштаба 1:10 000 000 Генеральной батиметрической карты океанов 3-го издания [Carte Generale..., 1938–1954]. Для южной части океана использовались глубины с советских морских навигационных карт масштаба 1:2 500 000 [Кучеров, 1956; Кобленц, 1964].

Кроме того, при составлении новой батиметрической карты Индийского океана были использованы или учтены батиметрические карты как отдельных частей океана, так и небольших форм рельефа. К ним относятся карты: южной части Индийского океана [Живаго и др., 1965; Атлас Антарктики, 1966; Трешников, 1962], Зондской дуги [Марова, 1966], Красного моря [Laughton, 1970] и Аденского залива [Laughton e.a., 1970], района Сомалийской и Маскаренской котловин и прилежащей части Аравийско-Индийского хребта [Fisher e.a., 1967, 1968], материкового склона южной и северной Австралии [Von der Borch, 1968; Van Andel, Veevers, 1967], Андаманского моря [Rodolfo, 1969], каньонов Инд и Ганг, Тринкомали, Мартабан, Перт и Мурей, Таджура и др. [Hayter, 1960; Shepard, Dill, 1966; Rodolfo, 1969; Von der Borch, 1968; Roberts, Whitemarsh, 1969]; западной части Оманского залива [Seibold, Ulrich, 1970], подводных гор Афанасия Никитина, Бардина, Щербакова, Курчатова и Московского государственного университета (МГУ), Обь и Лена, Гениста, Давид и Андрю, Пайслей, Холл [Безруков и др..

1961; Белоусов, 1965; Затонский, 1964; Канаев, 1968; Мальцев, 1959; Hall, 1954; Wiseman, Hall, 1956; Paislay, 1955; Hall, 1961], поднятия о-вов Амстердам и Сен-Поль [Фишер, 1970]; о-ва Маврикий [Ficher e.a., 1967], впадин на дне Красного моря [Ross e.a., 1969] и др. В качестве дополнительных материалов использовалась физиографическая карта Индийского океана Б. Хейзена и М. Тарп [Heezen, Tharp, 1964].

Помимо промерных планшетов и батиметрических карт широко использовались профили дна, полученные экспедициями на судах: "Альбатрос" [Koszy, 1956], "Вима" [Ewing, Heezen, 1960], "Метеор-II" [Ulrich, 1968], "Оуэн" и "Далримпл" [Admiralty..., 1963, 1966a, б], "Чейн" (43-й рейс) и др., а также списки глубин "Умитаку-Мару", полученные из Японии от профессора Томода и капитана судна Озава.

Как видно, при составлении карты Индийского океана было использовано большое количество данных о подводном рельефе, полученных различными странами. Однако в качестве основных для нас являлись материалы, собранные в экспедициях на "Витязе", "Академике Курчатове", "Оби", потому что они были представлены эхограммами, в том числе и прецизионных самописцев глубины (35-го, 36-го, 40-го и 41-го рейсов "Витязя"), подробными профилями дна [Материалы..., 1962; Данные..., 1963б, 1964, 1965; Гончаров, 1967; Канаев, Михайлов, 1969; данные д/э "Обь", 1960, 1963а, материалы д/э "Обь", 1964], а также и картами-основами с отметками глубин. Благодаря тому, что галсами этих судов пересечены все основные формы рельефа дна Индийского океана, имелась возможность критически оценивать материалы других экспедиций с точки зрения их достоверности и соответствия основным представлениям о строении картируемого участка при помощи метода геоморфологической интерполяции.

При составлении батиметрической карты Индийского океана было использовано большое количество различных материалов, как в виде данных непосредственных измерений (эхограммы, профили дна и промерные планшеты), так и в виде результатов их интерпретации (батиметрические карты и схемы, физиографическая схема и т.д.). Это потребовало от составителей карты значительной работы по их просмотру, сопоставлению и увязке для получения наиболее достоверного изображения подводного рельефа. При этом большая работа была проделана по согласованию изображений подводного рельефа отдельных частей океана в единое целое, по выявлению в рисунке изобат как общих закономерностей морфологии дна, так и специфических особенностей строения различных частей океана и отдельных форм рельефа.

3. Геолого-геофизическая изученность дна Индийского океана

При морских геоморфологических исследованиях помимо сведений о подводном рельефе широко используются геолого-геофизические данные, которые необходимы как при составлении батиметрической карты, так и при анализе происхождения и развития подводного рельефа. В

данном разделе дается краткая характеристика геолого-геофизических исследований дна Индийского океана, представляющих наибольший интерес для морской геоморфологии.

В Индийском океане глубоководное фотографирование началось совсем недавно — около десяти лет назад [Laughton, 1963]. Первые систематические работы по фотографированию дна были сделаны, по-видимому, в 31-м рейсе "Витязя" в 1959—1960 гг. [Белоусов, 1961]. Затем эти работы были продолжены в 33-м и 35-м рейсах "Витязя" [Безруков, 1961, 1963].

Для съемки дна использовались разработанные в Институте океанологии Н.Л. Зенкевичем [1960] оригинальные подводные фотокамеры. В трех рейсах "Витязя" на 53 фотостанциях было сделано около 170 снимков, характеризующих поверхность основных форм донного рельефа: хребтов, в том числе и срединно-океанических, гор, дна котловин, желобов, шельфа и материкового склона. Много фотографий дна, включая фоторазрезы длиной до 1,3 мили, получено зарубежными экспедициями, но из них опубликованы лишь отдельные снимки [Deep-sea photography 1967; Fisher e.a., 1967; Heezen, Hollister, 1964].

Подводное фотографирование позволило выявить на дне Индийского океана широкое развитие трех основных типов микрорельефа: биогенного (следы жизнедеятельности животных на аккумулятивных равнинах), хемогенного (поля железомарганцевых конкреций) и эрозионно-аккумулятивного (знаки ряби, промоины, борозды) [Канаев, Зенкевич, 1970]. Первый преобладает по периферии океана на аккумулятивных равнинах, второй — в центральных частях на холмистом дне, третий — на хребтах и подводных горах. Последний представлен в сочетании с многочисленными выходами коренных пород. Эрозионно-аккумулятивный рельеф, кроме того, развит и на шельфе, главным образом в проливах и заливах с сильными приливо-отливными течениями.

Сведения о донных осадках чрезвычайно важны при геоморфологических исследованиях. Именно с осадочным покровом связано формирование поверхности большинства форм подводного рельефа, вследствие чего многие особенности морфологии дна определяются физико-химическими свойствами осадков. Кроме того, сами процессы осадконакопления — поступление и перенос осадочного материала в водной толще, его отложение на дне и последующее перемещение различными агентами: оползнями, суспензионными потоками, волнением, приливо-отливными и постоянными течениями и др. — имеют существенное влияние на формирование как малых, так и крупных форм подводного рельефа.

Донные осадки Индийского океана начали изучать давно, но наибольшее количество данных было получено за последние 15 лет во время работ на "Оби" и "Витязе", которые охватили весь океан, включая антарктические воды [Живаго, Лисицын, 1957; Лисицын, Живаго, 1958; Безруков, 1964а, б]. За время этих работ с использованием трубок и дночерпателей было собрано большое количество проб донных осадков, характеризующих все основные формы подводного рельефа. На основании этих данных, а также материалов, полученных другими экспеди-

циями, в Институте океанологии была составлена карта донных осадков Индийского океана [Безруков и др., 1966; ФГАМ, 1964; Атлас Антарктики, 1966]. Изучение осадков Индийского океана позволило также уточнить и детализировать многие существенные черты современного осадкообразования, вскрыть основные особенности распределения океанских осадков [Безруков, 1962; Лисицын, 1961].

В Индийском океане, так же как и в других океанах, в распределении осадков четко проявляются все три типа географической зональности осадконакопления: климатическая или широтная, циркумокеаническая и вертикальная [Безруков и др., 1961]. В Индийском океане представлены все основные типы осадков: терригенные, органогенные, хемогенные, вулканогенные и полигенные. Терригенные осадки расположены по периферии океана, главным образом на шельфе, материиковом склоне и местами на ложе океана. В южной части океана от берегов Антарктиды и до 65–60° ю.ш. развиты терригенные айсберговые осадки, связанные с разносом грубобломочного материала айсбергами [Лисицын, 1961]. В центральной части океана преобладают органогенные осадки: главным образом фораминиферовые, радиоляриевые и диатомовые илы. Фораминиферовые илы покрывают обширные районы Индийского океана как на поверхности многих хребтов, так и на дне океанических котловин. При этом для данных илов, так же как и для других известковых осадков, предельной критической глубиной является глубина 4500–4700 м, так как ниже этого уровня в холодных водах, не насыщенных карбонатом кальция, известковые частицы растворяются [Безруков, 1964; Лисицын, 1961]. Эта особенность осадконакопления имеет огромное влияние на развитие донного рельефа, обусловливая в ряде случаев резкую смену в характере расчленения участков дна. Известковые коралловые осадки занимают небольшие площадки в районах широкого развития коралловых рифов, главным образом на шельфах и прилегающих склонах.

Южная часть океана характеризуется преобладанием диатомовых кремнистых илов, связанных с обильным поступлением раковин диатомовых водорослей с поверхности океана. Радиоляриевые илы имеют более ограниченное развитие, они представлены главным образом в наиболее глубоких участках Кокосовой и Западно-Австралийской котловин. Полигенные осадки – красные глубоководные глины также занимают наиболее глубокие (ниже критической глубины) участки дна океанических котловин, главным образом в Западно-Австралийской, Южно-Австралийской и др.

Из хемогенных осадков в Индийском океане представлены железомарганцевые и фосфоритовые конкреции. Первые встречаются на больших океанских глубинах в районах развития красных глин и радиоляриевых илов [Безруков, 1962]. Обычно они представляют различные по форме и размерам твердые образования, содержащие высокие концентрации железа, марганца, кобальта, никеля, меди и др. Фотографирование показало, что конкреции залегают на поверхности осадков, иногда покрывая их почти сплошным слоем. Фосфоритовые конкреции имеются на банке Агульяс. Вулканогенные осадки обычно представлены

вулканогенным материалом (не менее 10%), рессеянным в осадках другого состава.

Работы последних лет показали [Безруков, 1962], что осадки часто покрывают дно океана не сплошным покровом, а прерывисто. Пятнистое прерывистое распределение осадков приурочено к сильно расчлененным участкам как в пределах срединно-океанических хребтов, так и на холмистых равнинах, т.е. там, где мощность осадочного покрова невелика. Обычно на круtyх склонах подводных хребтов, гор и холмов современные осадки отсутствуют, и здесь часто преобладают выходы коренных пород. О резкой изменчивости осадконакопления и неоднократном чередовании участков скалистого dna и участков, покрытых осадками, свидетельствуют фотографии dna и фоторазрезы [Laughton, 1967].

Скорость осадконакопления является одним из существенных факторов, определяющих развитие и преобразование подводного рельефа. Различными методами (биостратиграфическими, радиоактивными, палеомагнитными и др.) были сделаны определения скорости осадконакопления в Индийском океане [Старик, Жарков, 1961; Rodolfo, 1969б; Ordyke, Glass, 1969; Баранов, Кузьмина, 1958; Старик и др., 1958]. Приводимые авторами величины колеблются в широких пределах от 1 до 25 мм (1000 лет), что свидетельствует о больших различиях в количестве поступающего на дно осадочного материала в разных районах океана. Наиболее высокие скорости осадконакопления обычно наблюдаются близ материков, характеризующихся высокими скоростями денудации, или в районах высокой биологической продуктивности вод океана [Страхов, 1961; Евтеев, 1964; Heezen, Tharp, 1965].

Наибольшее количество обломочного материала поступает в северную и западную части океана за счет денудации прилежащих частей Африканского и Азиатского материков, а в южную — за счет ледниковой экзарации Антарктиды. Восточная часть океана получает значительно меньше обломочного материала вследствие преобладания аридных районов на Австралийском материке. В центральных и южных частях океана существенное значение имеет биологическое осадконакопление, связанное с развитием планктонных фораминифер и диатомовых водорослей.

Большое влияние на процессы осадконакопления, в том числе и на скорость накопления осадков, оказывает перенос осадочного материала течениями [Лисицын, 1961], а также придонное перемещение суспензионными потоками [Безруков, 1962, 1963]. Именно с деятельностью последних преимущественно связано перемещение по дну огромных количеств обломочного материала и образование обширных абиссальных равнин.

До самого последнего времени изучение строения и мощности осадочного покрова на дне осуществлялось сейсмическим методом отраженных волн (МОВ), который позволял получать единичные измерения, характеризующие отдельные точки. Несмотря на значительную трудоемкость, этим методом в трех рейсах "Витязя" получены многочисленные сведения о строении и мощности осадочной толщи северной части Индийского океана [Удинцев, 1969; Непрочнов и др., 1964; Непрочнов,

1961]. Внедрение методов непрерывного сейсмического профилирования (НСП), особенно с использованием невзрывных источников возбуждения сейсмических волн (спаркеры, пневматические пушки), позволило производить эти исследования на ходу судна, что резко увеличило эффективность работ. К настоящему времени в Индийском океане американскими исследователями выполнена довольно подробная съемка, что позволило составить карту мощности неуплотненного осадочного слоя почти всего океана [Ewing e.a., 1969]. Большая часть океанского дна покрыта тонким (0,3–0,5 км) слоем осадков, который на участках с расчлененным рельефом прерывается многочисленными выходами коренных пород. По окраинам океана близ материков мощность осадков возрастает до 2–3,5 км, что обусловлено близостью к источникам поступления осадочного материала на дно. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие осадков в осевой части срединно-океанических хребтов, свидетельствующее о молодости рифтовой зоны. В то же время на поверхности большинства остальных хребтов Индийского океана мощность осадков довольно велика (0,5–0,8 км). На профилях хорошо видно, что поверхность коренных пород под осадочной толщей почти повсеместно имеет более расчлененную поверхность, чем современное дно. Таким образом, можно судить, насколько эффективно процессы осадкообразования ведут к выравниванию первичного расчленения рельефа.

Зная скорость осадконакопления и мощность осадков или же объем осадочной толщи и количество поступающего осадочного материала, можно ориентировочно оценить время осадконакопления. Так, для Андаманского моря оно составляет 12 млн. лет, для Бенгальского залива и Аравийского моря 100 млн. лет [Непрочнов, 1970; Rodolfo, 1969].

Образцы коренных пород со дна Индийского океана были получены давно [Wiseman, 1937]. Но систематические исследования коренных пород начались только в последние годы. Впервые специальные сборы коренных пород на значительной площади дна были сделаны английскими учеными в 1963 г. В 1964 г. многочисленные драгировки были выполнены в различных частях океана на полигонах 36-го рейса "Витязь", а затем во втором рейсе нис "Академик Курчатов" и 41-м рейсе "Витязь" [Удинцев, 1965; Удинцев, Чернышова, 1965; Дмитриев, 1966; Виноградов и др., 1970]. Кроме того, образцы пород в различных частях океана были получены и в других рейсах "Витязь" попутно со сбором проб донных осадков [Безруков, 1961, 1963; Безруков и др., 1966; Чернышова, Безруков, 1966]. Американские исследователи также занимались изучением коренных пород, как собранных во время драгировок, так и полученных с пробами донных осадков [Энгель, Энгель, 1968; Engel e.a., 1965; Fisher e.a., 1968; Engel, Fisher, 1969; Hekinian, 1968].

Основными, наиболее широко распространенными на дне океана породами являются толеитовые базальты, обнаруженные на склонах хребтов, уступов и желобов. Базальты, богатые щелочами, встречаются исключительно на вершинах крупных подводных гор и на склонах океанических островов. На поверхности срединно-океанических хребтов помимо толеитовых и щелочных базальтов развиты (по крайней мере в рифтовой зоне) ультраосновные породы, представленные перidotитами, серпенти-

нитами, гарцбургитами и другими, представляющими в различной степени видоизмененное вещество верхней мантии Земли. Именно с подъемом последней в осевой части срединно-океанических хребтов многие ученые связывают особенности их морфологии и строения.

Изучение коренных пород имеет большое значение для геоморфологических исследований, так как позволяет объяснить не только внешние морфологические особенности подводного рельефа, но и выяснить их происхождение и развитие.

Сейсмические исследования методом преломленных волн впервые были выполнены в Индийском океане экспедицией на "Челленджере" в 1952 г. [Gaskell e.a., 1958]. Экспедицией было сделано пять профилей южнее Бенгальского залива на дне Кокосовой и Центральной котловин и на гребне Восточно-Индийского хребта. Один профиль был сделан на поверхности Маскарена хребта близ Сейшельских островов. Последующие работы ГСЗ проводятся в 1958 г. в Аденском заливе и Красном море судами "Вима" и "Атлантик" [Nafe e.a., 1959; Drake, Girdler, 1964] и около берега Южной Африки судами "Вима" и "Вристаат" [Ludwig e.a., 1968]. С началом МИОЭ объем сейсмических исследований в Индийском океане резко возрастает: работы по ГСЗ проводят экспедиции на судах "Витязь", "Дискавери" и "Оуэн", "Метеор", "Академик Курчатов", "Арго" и "Горизонт".

Благодаря этим исследованиям данные о строении земной коры были получены для большинства котловин и хребтов Индийского океана, расположенных севернее 40° ю.ш. [Удинцев, 1965 а; Рэйтт, 1966; Непрочнов, 1970; Francis e.a., 1966; Francis, Shor, 1966; Francis, Raitt, 1967].

Под дном крупных котловин океана (Сомалийской, Центральной, Маскаренской, Западно-Австралийской и др.) развита океаническая кора, имеющая следующее строение: вверху слой неуплотненных осадков мощностью 0,2–0,6 км со скоростью сейсмических волн около 2 км/с; "второй" слой мощностью 1–3 км, скорости 5,0–5,5 км/с; третий, "базальтовый", слой мощностью 3–5 км со скоростями 6,5–7,0 км/с. Таким образом, толщина коры составляет 4–8 км, а скорость сейсмических волн на границе M – около 8,1 км/с [Непрочнов, 1970].

В северной части океана, в Аравийском море и Бенгальском заливе, земная кора имеет двухслойное строение: верхний осадочный слой (скорости 2,0–2,5 км/с) имеет мощность до 2,5–3,5 км, а нижний, "базальтовый" (скорости 6,6–6,7 км/с), слой мощностью 5–10 км. Глубина поверхности Мохоровичича в Аравийском море равна 11–12 км [Непрочнов, 1970].

Строение земной коры срединных хребтов Индийского океана было подробно изучено экспедициями на "Витязе" и на "Академик Курчатов" на нескольких полигонах [Удинцев, 1965а; Непрочнов и др., 1967, 1969]. При этом выяснилось, что земная кора имеет здесь мозаичное строение: одни блоки характеризуются корой океанического типа, другие имеют особый, так называемый срединно-океанический тип коры. Последний наиболее четко представлен на дне рифтовых ущелий, где на поверхность выходят серпентиниты мощностью 3–4 км со скоростью волн 5,0–5,5 км/с, затем идет слой серпентинизированных перидотитов мощностью около

8 км со скоростью 7,2–7,5 км/с; ниже, на глубине 16–18 км, находятся породы со скоростью 9,1 км/с, представляющие, вероятно, глубинные породы верхней мантии. Подобное строение имеют долины и на склонах хребтов, за исключением небольшого (до 0,5 км) верхнего слоя осадков [Виноградов и др., 1970].

Другие хребты Индийского океана обычно покрыты значительным по мощности (до 0,8–1,0 км) осадочным слоем, ниже которого залегают породы мощностью 6–8 км со скоростью 4,0–5,5 км/с, затем идет слой со скоростью 6,5–6,8 км/с, подошва которого (граница М) залегает примерно на глубине 13–20 км (для Западно-Австралийского хребта).

В глубоководном Зондском желобе было сделано несколько профилей ГСЗ советскими и американскими учеными в районе о-ва Ява. Мощность осадков на дне желоба увеличивается в северо-западном направлении от 0,5 км около восточной оконечности Явы до 1 км близ Зондского пролива и 3 км в районе Андаманских островов. Под слоем осадков Зондского пролива залегают породы мощностью 2–3 км со скоростью 4–5,5 км/с, а под ними породы со скоростью 6,8–7,2 км/с. Поверхность Мохоровичича здесь находится на глубине 20–22 км.

Магнитометрические исследования в Индийском океане осуществлялись путем аэромагнитной съемки с самолетов, а также съемки с судов. Морская съемка в основном осуществляется буксируемыми протонными магнитометрами, применение которых возможно на обычных судах. Для съемки судовыми магнитометрами необходимы специальные немагнитные суда.

Аэромагнитной съемкой покрыта в основном северная часть Индийского океана (проект "Магнит") и небольшие участки Австралийского шельфа [Vestine, 1960; Veevers, 1967; Taylor, 1968; Conolly e.a., 1970]. Немагнитная шхуна "Заря" сравнительно редкой сеткой съемочных галсов охватила почти всю северную половину океана [Иванов, 1961, 1966]. Работами с протонным магнитометром, которые начались во время МИОЭ, охвачен весь Индийский океан. Первой экспедицией, осуществившей подробные исследования в северо-западной части океана, была английская экспедиция на судне "Оуэн" в 1961–1962 гг. [Admiralty..., 1963]. Затем в этом же районе океана проводили аналогичные работы английские суда "Оуэн", "Далримпл", "Дисковери" и др. [Admiralty..., 1966a; Department Geodesy Geophysics..., 1964; Matthews e.a., 1967]. Американские экспедиции на судах "Арго", "Горизонт", "Пионер", "Вима", "Атлантик", "Чейн", "Конрад" и др. покрыли своими исследованиями весь океан [Preliminary report, 1964; Vacquier, Taylor, 1966; Bunce e.a., 1966, 1967; Le Pichon, Heitzler, 1968]. Японские экспедиции работали в северной и южной частях океана на "Умитацу-Мару" [Tomoda e.a., 1968; Tomoda, 1967]. Западногерманское судно "Метеор" производило съемку в северо-западной части океана, но результаты исследований пока не опубликованы. Советские суда "Витязь" (40-й и 41-й рейсы) и "Академик Курчатов" (второй рейс) произвели магнитометрическую съемку в северо-западной части океана, в том числе детальные исследования на двух полигонах [Вержбицкий и др., 1968]. В результате магнитное поле Индийского океана сейчас изучено не менее

подробно, чем других океанов. Для ряда районов (Аденский залив, хребет Меррея и др.) составлены подробные карты магнитного поля [Laughton, 1970; Barker, 1966].

Геомагнитные исследования показали, что разным структурам океана присущее различное аномальное магнитное поле [Деменицкая и др., 1968]. В пределах шельфа аномальное магнитное поле аналогично материковому. На материковом склоне тип поля меняется, над верхней частью склона наблюдаются максимумы, образующие вдоль склона цепочку локальных аномалий. На ложе океана выделяются различные типы аномального магнитного поля для дна котловин и разделяющих их хребтов. В котловине встречается поле двух типов: вблизи срединных хребтов аномальное поле состоит из полосовых линейных или слабоизогнутых аномалий, протянувшихся параллельно срединному хребту; вдали от хребтов аномальное поле не имеет ярко выраженной линейности, а аномалии имеют сложные разнообразные очертания.

Особый интерес представляет магнитное поле срединно-океанических хребтов, характеризующееся ярко выраженной полосчатостью и регулярным чередованием аномалий различного знака. Линейные аномалии обычно ориентированы вдоль оси хребтов. Наиболее интенсивная аномалия (1000 гамм и более) приурочена к осевой рифтовой долине. Наряду с этим наблюдаются нарушения полосчатой структуры аномального магнитного поля срединных хребтов, связанные с поперечными разломами, такими, как Оуэн, Родригес и др.

Другая важная особенность аномального магнитного поля срединно-океанических хребтов — его симметрия по обе стороны от центральной рифтовой аномалии, хорошо заметная на поперечных магнитных профилях. Именно эта особенность привела к появлению гипотезы расширения океанского дна в пределах рифтовой зоны срединных хребтов [Vine, Matthews, 1963]. Последние полагали, что поднимающиеся из глубины Земли базальты приобретают в рифтовой зоне намагниченность, соответствующую существовавшему в то время магнитному полю Земли; последнее же, как установлено путем изучения вулканических пород на суше и донных осадков в колонках, периодически менялось на обратное. Поэтому поднимающиеся вверх новые порции базальтов приобретали различную намагниченность. Установив время образования аномалий и их расстояние от оси хребта, можно рассчитать и скорость расширения, которая для различных хребтов составляет 1–6,0 см/год [Heirtzler e.a., 1968]. Оказалось, что в Индийском океане расширением охвачены лишь северо-западная и юго-восточная части Срединно-Индоокеанского хребта, а в юго-западном расширение либо отсутствует, либо незначительно [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Следует сказать, что не всеми учеными принимается и поддерживается гипотеза "растекания дна океана", слабым местом которой является отсутствие глубокого историко-геологического анализа при рассмотрении процесса раздвижения дна и значительных перемещений отдельных крупных блоков земной коры, так называемых плит Моргана [Morgan, 1968]. Подробный критический разбор этих гипотез дан В.В. Белоусовым [1970].

Гравиметрические исследования в Индийском океане были начаты Венинг-Мейнесом в 1923 г., производившим в течение многих лет измерения силы тяжести на подводных лодках в районе Индонезии, Зондского желоба, а также на переходах между Азией, Австралией и Африкой [Венинг-Мейнес, 1940; Vening-Meinesz, 1948, 1960]. В настоящее время гравиметрические работы осуществляются большей частью надводными судами с использованием бортовых маятниковых приборов или судовых гравиметров. Точность измерения силы тяжести обычно равна $\pm (5 \div 10)$ мгал.

В 1955 и 1959 гг. измерения силы тяжести были выполнены на подводной лодке "Ахерон" в западной части океана между Африкой, Мадагаскаром и Шри Ланка, а также в Аденском заливе и Красном море. Юго-Восточнее о-ва Сокотра детальный разрез был сделан поперек Аравийско-Индийского хребта [Girdler, Harrison, 1957; Talwani, 1962].

Измерения силы тяжести при помощи судовых маятниковых гравиметров в южной части океана начиная с 1955 г. проводятся Советской антарктической экспедицией на дизель-электроходе "Обь", выполнившей наблюдения в 755 пунктах [Грушинский, 1970; Морские гравиметрические исследования, № 1–3, 1961, 1963, 1967]. Аналогичные исследования в северной части океана проводятся на "Витязе" начиная с 1959 г. [Строев, Гайнанов, 1965]. В 1967 г. при работах в северо-западной части океана на судах "Витязь" (40-й и 41-й рейсы) и "Академик Курчатов" (второй рейс) наряду с обычными гравиметрами использовался автоматический набортный гравиметр. Это позволило получить непрерывную запись ускорения силы тяжести на нескольких профилях значительной протяженности [Гладун, Капцова, 1970].

С 1960 г. американские и с 1961 г. английские исследователи начали проводить гравиметрические исследования при помощи морских гравиметров, позволяющих получать непрерывные профили гравитационного поля. Маршруты американских судов "Арго", "Вима", "Чайн", "Пионер" и других покрывают весь океан севернее 40° ю.ш.; английские суда "Оуэн", "Дискавери" и другие производили работы исключительно в северо-западной части океана [Admiralty..., 1963, 1966; Le Pichon, Talwani, 1968]. Японские исследователи работали в основном на судне "Умитаку-Мару", которое в 1963–1965 гг. провело непрерывную гравиметрическую съемку в северо-восточной и южной частях Индийского океана [Tomoda e.a., 1968].

В результате поле силы тяжести Индийского океана сейчас изучено достаточно подробно, что позволило составить обзорные карты аномалий силы тяжести почти для всего океана и более детальные карты для отдельных его частей – Красного моря, материкового склона Антарктиды между 10 и 40° в.д. и др. [Строев, Фролов, 1969; Allan, 1970; Le Pichon, Talwani, 1968]. Проведенные исследования позволили выявить основные особенности поля силы тяжести Индийского океана [Кропоткин и др. 1958; Гайнанов, Строев, 1967; Деменицкая, 1967; Tomoda e.a., 1968].

По характеру гравитационных аномалий в Индийском океане выделяют: а) материковую отмель (шельф), б) переходную зону от материков к океанам, в) океанические хребты и острова, г) глубокие океани-

ческие котловины. В пределах материковых отмелей аномалии и по характеру изменения, и по величине близки к таковым прилежащих частей материков. Так, аномалии Фая и Буге в основном положительны и колеблются от нуля до нескольких десятков миллигаль. В пределах материковых склонов аномалии Буге резко увеличиваются и на дне океанических котловин достигают $(350 \div 400)$ магал.. Интересно отметить, что над плоскими равнинами изменение аномалий Фая отражает колебания поверхности фундамента, что позволяет использовать их для изучения погребенного рельефа. Аномалии Фая над материковыми склонами уменьшаются, составляя на дне котловин около $(30 \div 50)$ магал. Аномалии Буге над океаническими хребтами , островами и крупными подводными горами уменьшаются до $(100 \div 150)$ магал, в то же время аномалии Фая становятся положительными, достигая $(30 \div 50)$ магал, но иногда и $+200$ магал (Маскаренские острова) . Для срединно-оceanических хребтов характерны аномалии Буге $+250$ магал. Аномалии Фая над срединными хребтами положительны $(30 \div 50)$ магал, но рифтовым долинам соответствуют отрицательные аномалии до -70 магал. В связи с сильной расчлененностью поверхности этих хребтов аномалии Фая отличаются сильной изменчивостью. При этом отмечается корреляция между рельефом' и аномалиями Фая.

Геотермические исследования в Индийском океане были начаты во время МИОЭ. Первые измерения проведены американскими исследователями в Аденском заливе в 1960 г. на судне "Арго" и в последующем экспедициями на судах "Горизонт", "Вима", "Пионер" и других [Лангсет, 1970; Von Herzen, 1963, 1964; Burns, 1964; Von Herzen, Langseth, 1965; Von Herzen, Vacquier, 1966; Vacquier, Taylor, 1966; Girdler, 1970]. Этими работами была охвачена северная половина океана почти до 50° ю.ш. Английские исследователи производили измерения начиная с 1963 г. в северо-западной части океана [Slater, 1966]. Советские ученые производили измерения в разных частях океана во время 36-го рейса "Витязя" и второго рейса линии "Академик Курчатов". В результате всех исследований получены значения теплового потока для большой части основных структур дна Индийского океана: котловин, хребтов, валов, горных массивов и желобов. Детальные исследования выполнены и на срединно-оceanических хребтах. Среднее значение теплового потока через дно Индийского океана $1,4 \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ оказалось близким к средним значениям для других океанов: Атлантического ($1,4$), Тихого ($1,7$) и для Мирового океана ($1,6 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$). Колебания же реально измеренных величин теплового потока значительны: от нулевых до $5 \times 10 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Наиболее высокие значения (до $3,5 \div 5,5 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) теплового потока приурочены к рифтовой зоне срединно-оceanических хребтов. Однако наряду с этим здесь же наблюдаются и очень низкие величины – менее $1 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, что свидетельствует о необычайно пестром распределении теплового потока на поверхности хребта. Чрезвычайно высокие значения, до $79,0 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, теплового потока получены в Красном море во впадинах с высокотемпературными рассолами. На дне оceanических котловин величина потока близка к средним значениям, хотя и здесь наблюдаются отклонения как в сторону значительного увеличения, так и уменьшения. В глубоковод-

ном Зондском желобе тепловой поток оказался ниже среднего, менее 1 мккал/см²·с.

Сейсмологические исследования в районе Индийского океана ведутся давно [Гутенберг, Рихтер, 1948; ФГАМ, 1964]. Однако лишь в недавнее время благодаря совершенствованию методики и измерительной аппаратуры, а также организации новых станций точность определения очагов удаленных землетрясений резко возросла, что позволило составить более точные карты эпицентров землетрясений Индийского океана [Stover, 1966; Barazangi, Dorman, 1968]. Стали возможны более точные сопоставления между структурами дна океана и его сейсмичностью. Исключительные возможности для изучения распределения эпицентров землетрясений в связи со строением дна представляют донные сейсмографы, впервые примененные в Индийском океане советскими исследователями в 1964–1965 гг., в 36-м рейсе "Витязя", и затем в 1967 г. в 41-м рейсе "Витязя" и втором рейсе нис "Академик Курчатов" [Рыкунов, Седов, 1967; Непрочнов и др., 1969; Рыкунов, 1970].

Имеющиеся данные показывают, что наиболее высокой сейсмической активностью обладает Зондская дуга. Подводные окраины материков в сейсмическом отношении более спокойны, за исключением Восточной Африки и северной части Аравийского моря. Дно океанических котловин, как правило, сейсмически спокойно. Только в северо-восточной части океана имеется пояс землетрясений, протянувшийся от Шри Ланка к северо-западной Австралии. Отмечается тесная связь эпицентров землетрясений с рифтовой зоной срединно-океанических хребтов. Наблюдения с донными сейсмографами в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта показали четкую приуроченность эпицентров ко дну глубокого поперечного ущелья, причем по режиму слабых землетрясений сейсмичность рифтовой зоны оказалась очень высока, что позволяет сравнивать ее с наиболее сейсмически активными участками материков [Рыкунов, 1970].

Краткий обзор геолого-географической изученности дна Индийского океана и полученных при этом основных результатов исследований показывает тесную связь между рельефом и строением дна, а также влиянием на развитие подводного рельефа различных эндогенных и экзогенных процессов, происходящих как в водной толще, так и в земной коре и мантии Земли. Сложным взаимодействием разнообразных процессов и факторов определяется все разнообразие форм подводного рельефа, начиная от мельчайших знаков ряби и кончая громадными хребтами, желобами и котловинами, включая и впадину самого океана.

БАТИМЕТРИЧЕСКАЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

1. Батиметрическая карта

Методика морских геоморфологических исследований, применявшаяся в океанографических экспедициях при изучении рельефа дна Индийского океана, может быть разделена на маршрутную и полигонную. В первом случае эхометрическая съемка осуществляется по далеко отстоящим друг от друга галсам, положение которых определяется обычными навигационными методами: счислением, по астрономическим обсервациям и по береговым ориентирам. В открытых частях океана вследствие невысокой точности определения места по счислению, приводящему иногда к невязкам до 10–15 миль, а при плохой погоде и более, расстояние между галсами обычно выбирается не менее 20–30 миль, что позволяет изучать лишь крупные формы рельефа.

В начале работ МИОЭ советские исследователи применили данный метод, и это привело к большим географическим открытиям, существенно изменившим орографическую схему дна Индийского океана [Канаев, 1967].

На заключительном этапе работ МИОЭ был широко использован метод полигонных съемок, так как, для того чтобы изучать средние формы рельефа с горизонтальными размерами до 5 миль, необходимо между галсовые расстояния сокращать до 1–2 миль. В открытом океане это может быть достигнуто лишь при определении места по стоящим на якоре судам и буям, а в последние годы и по спутникам Земли, позволяющим определять место судна в море с точностью до нескольких десятков метров.

Во время работ МИОЭ советскими и английскими исследователями при работе на полигонах использовались за jakiренные буи, снабженные металлическими отражателями, обеспечивающими определение места судна относительно буя при помощи радара на расстоянии до 10–15 миль с точностью 0,1–0,3 мили.

Положение самих буев на полигонах определялось по серии астрономических обсерваций, которые делались несколько раз в сутки в течение всего периода работы на полигоне. Это, с одной стороны, позволяло следить за постоянством положения буя (не дрейфует ли), а с другой, увеличивало точность определения места буя по сравнению с одиночной обсервацией. Практика работ на "Витязе" и судне "Академик Курчатов"

показывает, что в лучших случаях положение буя может быть определено с точностью до $\pm (0,8 \div 1,0)$ мили.

Схема промера на полигоне в зависимости от особенностей подводного рельефа выбиралась таким образом, чтобы основные съемочные галсы располагались поперек обследуемых форм рельефа. Во время проведения съемки осуществлялся контроль за поступающей информацией, для чего у эхолота сразу же строились профили дна для каждого галса. В случае необходимости осуществлялось уточнение, а иногда и изменение ранее намеченной схемы промера. При холмистом рельефе основные съемочные галсы располагались параллельно друг другу и чаще всего меридионально, хотя здесь возможна любая другая ориентировка галсов. Над рифтовыми ущельями и хребтами галсы ориентировались поперек или под углом к простианию этих форм. Долины супензионных потоков пересекались системой параллельных галсов, перпендикулярных к общему направлению долины. Над отдельными горами, особенно вулканическими конусами, применялась звездная система галсов, пересекающихся над вершиной горы. Следует отметить, что гидрологические исследования с использованием заякоренных буев, на которых подвешивались вертушки для измерения течений, производились на "Витязе" начиная с 1957 г. (в 24-м, 29-м и 30-м рейсах). Однако для изучения подводного рельефа методика полигонных исследований была широко использована лишь в 36-м рейсе. Именно тогда было доказано, что такой вид исследований является наиболее перспективным при проведении подробных съемок в открытом океане. Широкое развитие высокоточных радионавигационных систем, и особенно навигации по спутникам, дает возможность проводить детальные съемки без использования заякоренных буев. Это позволяет значительно увеличить площадь районов детальных работ, что имеет большое значение для изучения подводного рельефа, особенно районов с очень сложным рельефом — срединных хребтов, зон разломов, холмистых равнин.

Последующая обработка данных на корабле включала построение подробных профилей дна, подготовку планшетов с опорной сеткой глубин вдоль съемочных галсов и составление батиметрических карт полигонов. Поправки за отклонение фактической скорости звука в воде при наличии гидрологических данных рассчитывались по таблицам, составленным в Институте океанологии [Канаев, Удинцев, 1960], а в тех случаях, когда измерения температуры и солености воды в рейсе не проводились (36-й рейс "Витязя"), — по таблицам Мэттьюза [Matthews, 1939] или (41-й рейс "Витязя" и второй рейс нис "Академик Курчатов") по таблицам, составленным В.В. Аратской. Поправка на наклон дна обычно не вводилась. В тех случаях, когда на эхограмме имелась сложная запись с большим количеством отражений, которая не подвергалась однозначному дешифрированию, глубины снимались по огибающей кривой.

Материалы по рельефу дна, полученные в рейсе, в последующем передавались в Международный центр данных в Москве и публиковались в виде альбомов [Канаев, Удинцев, 1960]. Альбомы обычно включали крупномасштабный профиль дна вдоль всего маршрута судна с указа-

нием координат всех обсерваций, поворотов, начала и конца станций, что позволяет нанести маршрут и необходимые глубины на карты. В альбомах давались также уменьшенные обзорные профили, по которым удобно изучать рельеф всего океана или его частей. Положение обзорных профилей дается на карте маршрута, которая, кроме того, позволяет быстро определить район работ данного рейса.

При составлении новой батиметрической карты Индийского океана за основу была взята методика, разработанная в Институте океанологии под руководством профессора Г.Б. Удинцева [Удинцев и др., 1968]. В разработке этой методики активное участие принимал и автор данной работы, составивший ряд батиметрических карт северо-западной части Тихого океана.

Сущность методики ИОАН, названной методом геоморфологической интерполяции, заключается в том, что особенности строения подводного рельефа, выявленные на основании геоморфологического анализа отдельных профилей дна, распространяются в стороны от профилей на расстояния, определяемые общими закономерностями строения подводного рельефа, и увязываются между собой с учетом других данных (геофизических, гидрологических, литологических, биологических и т.д.), позволяющих уточнить границы, простирание и ориентировку картируемых форм или типов подводного рельефа.

Приведем несколько примеров использования геофизических, гидрологических и других сведений для выявления или уточнения положения и морфологии некоторых форм подводного рельефа. Так, используя данные о приуроченности эпицентров землетрясений к осевой зоне срединно-океанических хребтов, американские ученые высказали предположение о наличии срединно-океанического хребта к юго-востоку от о-ва Мадагаскар. Специальные экспедиционные исследования на "Виме" полностью подтвердили это предположение.

После работ 35-го рейса "Витязь" стало ясно, что в северо-восточной части Индийского океана существует огромный Восточно-Индийский хребет [Безруков, Канаев, 1963]. Однако в связи с большими (до 200 миль) расстояниями между промерными галсами оставался открытым вопрос о монолитности основания хребта. Анализ гидрологических данных, сделанный А.Н. Богоявленским, показал, что на глубине 4000 м разница в температуре воды к западу и востоку от хребта столь велика, что позволяет уверенно говорить о том, что хребет не имеет глубоких седловин [Канаев, 1964].

Анализ придонных температур позволяет определять степень изолированности океанических котловин [Wust, 1934; Schott, 1935; Stocks, 1941, 1944]. Именно по этим данным была установлена обособленность Аравийской котловины от соседних котловин Индийского океана, а следовательно, и непрерывность Аравийско-Индийского и Мальдивского хребтов.

Широко используются сейсмические данные о мощности осадочного слоя, особенно полученные при помощи сейсмопрофилографа, при выяснении вопроса о степени захоронения первичного, обычно более расщепленного рельефа. Если мощность рыхлых осадков невелика, то вы-

ходы первичного рельефа встречаются довольно часто, что должно найти отражение и на батиметрической карте в виде замкнутых изобат, оконтуривающих вершины гор, возвышенностей и холмов.

Сведения о типах донных осадков, скорости и характере осадконакопления также позволяют уточнить морфологию дна. Так, при поступлении осадочного материала непосредственно из толщи воды происходит сглаживание всех неровностей дна и образование пологоволнистых аккумулятивных равнин. При обильном поступлении осадочного материала за счет деятельности суспензионных потоков на дне котловин формируются плоские субгоризонтальные равнины, так как выравнивание дна происходит путем заполнения понижений рельефа материалом, переносимым главным образом вдоль поверхности дна; при этом приподнятые участки дна обычно имеют более расчлененный рельеф.

Отмечается тесная связь между "критической глубиной" распространения известковых осадков, обычно колеблющейся в Индийском океане между 4500—4700 м, и морфологией дна. Участки дна, расположенные выше "критической" глубины, вследствие большой скорости осадконакопления оказываются более выровненными, чем участки, расположенные глубже. Характерно, что подобные участки могут располагаться рядом друг с другом при разнице в глубине всего в несколько сотен метров.

В районах, характеризующихся активной наземной вулканической деятельностью, естественно предполагать наличие и подводных вулканов. Это позволяет даже на основании одного эхолотного галса уверенно говорить о наличии вулканического конуса; наличие же на вершине горы углубления, т.е. кратера, может свидетельствовать о недавней активности подводного вулкана.

Сведения о скорости и направлении течений, поверхностных, придонных и приливо-отливных, о размерах ветровых, главным образом штормовых, волн, о распространении морских организмов (например, кораллов), биологической продуктивности вод, о природе и истории развития прилежащей суши и многие другие данные обычно учитываются при составлении батиметрических карт, не говоря об использовании сведений об основных закономерностях строения подводного рельефа. Таким образом, составление батиметрических карт требует использования широкого круга разнообразных сведений, решения иногда сложных научных вопросов по тектонике, геоморфологии, истории развития картируемого района. Составление батиметрической карты является, кроме того, искусством, так как предусматривает создание зрительно хорошо воспринимаемого изображения подводного рельефа. Только при соблюдении этих условий батиметрическая карта будет отвечать требованиям научной обоснованности и пластического изображения подводного рельефа.

Составление собственно батиметрической карты Индийского океана может быть разделено на несколько этапов. Это связано с тем, что новые материалы по рельефу дна Индийского океана поступали в течение длительного, почти десятилетнего, периода и за это время неоднократно

приходилось составлять и корректировать карты как для всего океана, так и для его отдельных частей.

Крупные геоморфологические исследования, существенно изменившие и уточнившие морфологию дна южной приантарктической части Индийского океана, были проведены в конце 50-х годов. На основе данных, собранных в экспедициях на судах "Обь" и "Лена", а также на ранее полученных материалах, в Институте географии АН СССР под руководством А.В. Живаго была составлена батиметрическая карта южной части Индийского океана [Живаго и др., 1965], которая была использована при составлении Атласа Антарктики [1966]. На этих картах наряду с изображением форм рельефа, обнаруженных в послевоенные годы, а именно: гор Обь и Лена, желоба Лазарева, Западно-Индийского хребта и других существенно уточнена морфология известных форм рельефа, таких, как хребет Кергелен, материковый склон Антарктиды, дно океанических котловин.

В самом начале работ МИОЭ для северной половины Индийского океана было собрано значительное количество новых данных, которые в ряде случаев привели к существенному изменению прежних представлений о подводном рельефе. В связи с этим в 1962 г. в Институте океанологии им. П.П. Ширшова под руководством и при участии автора была составлена новая батиметрическая карта северной части Индийского океана [Белоусов, Канаев, Марова, 1964], на которой показано много новых форм рельефа, обнаруженных во время МИОЭ.

ГУГК в 1963 г. издало новую географическую карту Индийского океана, масштаба 1:15 000 000 [Индийский океан, 1963], на которой изображение подводного рельефа было дано по картам Института океанологии им. П.П. Ширшова и Института географии АН СССР [Канаев, 1965]. Карта имела большой спрос, и в 1964 г. она была напечатана для сборника "Океанологические исследования", № 13 (1965), а в 1965 г. вышла вторым изданием¹. Кроме того, батиметрическая карта Индийского океана, составленная в Институте океанологии, была использована при составлении карты Индийского океана масштаба 1:10 000 000.

После завершения в 1965 г. Международной индоокеанской экспедиции в Институте океанологии начались работы по составлению батиметрических карт для Геолого-геофизического атласа Индийского океана, которыми руководил В.Ф. Канаев. В соответствии с принятой программой Атласа Институт океанологии участвовал в составлении батиметрической карты Индийского океана масштаба 1:5 000 000, батиметрической карты океана масштаба 1:20 000 000, а также большой серии крупномасштабных карт районов детальных исследований (полигонов).

Одновременно с работой над батиметрической картой для Геолого-геофизического атласа было решено использовать полученные материалы и для составления новой батиметрической карты всего Индийского океана масштаба 1:5 000 000 по принятой в Институте океанологии ме-

¹ Третьим изданием карта вышла в 1975 г.

тодике. При этом предстояло использовать материалы, отличающиеся не только по масштабу, но также и по способу передачи информации о подводном рельефе (эхограммы, профили, промерные планшеты, батиметрические и физиографические карты).

При составлении батиметрической карты сначала производилась обработка промерных планшетов масштаба 1:1 000 000, которая включала перевод из саженей в метры и выделение всех отличительных глубин, а также глубин, соответствующих местам изобат. Если на планшетах было очень много отметок глубин, то прямо на них проводились изобаты. Затем планшеты были уменьшены до масштаба 1:2 000 000 и использовались наряду с другими данными для составления батиметрии.

Промерные данные, полученные на "Витязе" в 36-м, 40-м и 41-м рейсах и на нис "Академик Курчатов" во втором рейсе, были нанесены на основы масштаба 1:2 000 000 в соответствии с принятой в институте методикой [Буданова и др., 1960] и использовались совместно с другими данными при окончательном проведении изобат.

Для южной части Индийского океана начиная от 30° ю.ш. на западе и 35° ю.ш. на востоке составление карты велось в масштабе 1:2 500 000 и в качестве основы были использованы советские карты. На этих картах вдоль галсов "Оби" были нанесены отличительные глубины и места изобат, а также отметки глубин с тех промерных планшетов, на которых данных было немного. Если же планшеты имели много глубин, то изобаты проводились прямо на планшете, а затем рисунок с отметками глубин уменьшался до масштаба 1:2 500 000. После этого изобаты увязывались с остальными данными карты-основы. В тех случаях, когда на южную часть океана имелись другие батиметрические карты [Атлас Антарктики, 1966; Живаго и др., 1965; Von der Borch, 1968; Berthois e.a., 1970], они обычно также приводились к масштабу 1:2 500 000 и использовались для уточнения положения изобат.

Таким образом, составителям карты приходилось иметь дело одновременно с несколькими источниками, а именно: отметками и разверстками глубин, профилями и ранее составленными батиметрическими картами. Все эти, иногда противоречивые, данные необходимо было проанализировать, оценить их надежность и достоверность, увязать между собой и, составив окончательное представление о подводном рельефе, передать его в рисунке изобат.

Надо отметить, что большую помощь при этом оказали крупномасштабные батиметрические карты полигонов. Они охватывали сравнительно небольшие участки дна, но благодаря подробной съемке давали точную характеристику рельефа всех основных структур дна океана (хребтов, котловин, зон разломов), что позволило более правильно интерпретировать все остальные данные, дав единую трактовку при изображении подводного рельефа Индийского океана.

При составлении батиметрической карты Индийского океана была проделана большая работа по генерализации изображения подводного рельефа при переходе от масштаба к масштабу: от 1:2 000 000 к 1:5 000 000, затем к 1:20 000 000. Это особенно коснулось районов со сложным рельефом, хорошо обеспеченных промером, а именно: Аденс-

кого залива, Аравийско-Индийского хребта, холмистого рельефа Западно-Австралийской, Сомалийской и других котловин, разломов Диамантина и Оуэн и т.д.

Очень большая работа по генерализации изображения подводного рельефа всего океана была проделана в НРКЧ ГУГК Н. Смысловой под руководством В.Ф. Канаева при составлении батиметрических карт Индийского океана Геолого-геофизического атласа масштаба 1:20 000 000 в проекции Ламберта¹. На этих картах, несмотря на их мелкий масштаб, нашли отражение все основные морфологические особенности подводного рельефа, в том числе и немасштабные. Это относится в первую очередь к расчленению материковых склонов долинами, изображению холмистого рельефа на дне котловин, некоторым участкам срединных хребтов. Наряду с хорошей детальностью карта масштаба 1:20 000 000 дает представление как о морфологии крупных форм рельефа, так и о котловине океана в целом.

В процессе составления карты Индийского океана был решен вопрос о наиболее рациональном способе корректуры батиметрических карт. Нельзя считать правильным способ, при котором рисунок изобат на карте исправляется по новым данным без учета материалов, использованных при составлении карты. При таком способе вместо улучшения рисунка изобат последний может быть ухудшен, ибо новым данным, возможно не отражающим основных особенностей строения дна исправляемого участка, может быть придано определяющее значение, что приведет к искажению изображения рельефа. Поэтому правильнее при корректуре вести анализ нового материала совместно с ранее использованными, ибо в этом случае новое изображение будет согласовано со всеми данными. Понятно, что подобная работа трудоемка и возможна лишь при наличии карты-основы, по которой была составлена батиметрическая карта. Однако если на батиметрической карте небольшими (0,2 мм) точками показано положение всех глубин и галсов, по которым были проведены изобаты, то научно обоснованная корректура может быть сделана и без привлечения исходных данных. Точечный пунктир и отдельные точки, "не забивая" изображения рельефа изобатами, позволяют оценить обеспеченность как карты в целом, так и ее частей, включая изображение отдельных форм рельефа. Поэтому при наложении на такую карту новых данных сразу видно, где и как должен быть изменен рисунок изобат. Таким образом, крайне желательно на батиметрических картах масштаба 1:5 000 000 и крупнее показывать положение галсов непрерывного промера точечным пунктиром и отдельными точками — места отметок глубин. В этом случае отпадает вопрос о том, где на батиметрической карте изображение рельефа "достоверно", а где отражает интерпретацию автора.

Метод геоморфологической интерполяции, как известно, ставит своей задачей не только правильную передачу очертаний, положения, ориентировки и простирания элементов и форм подводного рельефа, но также

¹ Эта карта, частично откорректированная по новым данным, опубликована отдельным изданием в масштабе 1:15 000 000 (ГУГК, 1975).

и отображение всех морфологических особенностей как отдельных форм, так и рельефа в целом. В связи с этим на карте Индийского океана при проведении изобат авторы стремились передать наиболее характерные особенности каждого типа подводного рельефа. Так, на дне океанических котловин в пределах аккумулятивных равнин изобаты имеют очень плавные изгибы, а в пределах расчлененного холмистого рельефа изогибы изобат более резкие; там, где проходят зоны разломов, изобаты вырисовывают узкие, сильно вытянутые формы рельефа. На срединно-океанических хребтах подчеркивается сильная расчлененность их поверхности, преобладание линейных форм рельефа — рифтовых гор, поперечных зон разломов; при этом формы могут быть ориентированы как вдоль, так и под углом к простирианию хребта. На материковых склонах поперечное расчленение долинами и каньонами показано только там, где последние обнаружены. В результате на новой карте удалось передать основные особенности строения поверхности дна Индийского океана.

2. Геоморфологическая карта

Вопросы геоморфологического картирования суши разрабатываются давно, и имеется много работ, посвященных этой проблеме [Марков, 1929, 1948; Сваричевская, 1937; Борисевич, 1950; Спиридонов, 1952; Башенина и др., 1958; Ермолов, 1958; ФГАМ, 1964, и др.].

Геоморфологические карты подводного рельефа и статьи о геоморфологическом картировании рельефа дна океанов и морей стали появляться сравнительно недавно [Девдариани, 1956; Хайн и Милановский, 1956; Удинцев, 1957; Лисицын, Живаго, 1958; Канаев, Удинцев, 1960; Затонский, Канаев, Удинцев, 1961; Леонтьев, 1963; Ганешин, 1966; Геоморфологическая карта СССР, 1960, 1961; ФГАМ, 1964]. В перечисленных работах освещаются главным образом проблемы мелкомасштабного картирования, потому что первоначально составлялись геоморфологические карты подводного рельефа мелких масштабов. Таковы геоморфологические карты мира А.С. Девдариани [1956], Д.Г. Панова [Морской атлас, 1953], В.Е. Хайна и Е.Е. Милановского [1956], Физико-географического атласа мира [1964] и др. Геоморфологические карты более крупных масштабов составлялись для отдельных морей [Удинцев, 1957; Затонский, Канаев, Удинцев, 1961; Зенкевич, 1961]. На геоморфологических картах зарубежных авторов в основном показываются геоморфологические районы и отдельные элементы и формы подводного рельефа [Неенzen, Tharp, 1964].

При составлении геоморфологической карты дна Индийского океана была использована методика, применяющаяся в лаборатории тектоники и геофизики дна океанов. В разработке этой методики автор принимал активное участие, и им лично и в соавторстве были составлены геоморфологические карты дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана, Курило-Камчатской дуги, а также Атлантического и Индийского океанов [Геоморфологическая карта СССР, 1960, 1961; Затонский, Канаев, Удинцев, 1961; ФГАМ, 1964; Атлас Сахалинской области 1967].

При составлении геоморфологической карты дна Индийского океана легенда подверглась дальнейшей переработке и уточнению как в отношении выделения крупных форм рельефа, так и осложняющих их мезо- и микроформ.

Легенда, использованная при составлении геоморфологической карты дна Индийского океана, построена по генетическому принципу. В первую очередь в ней выделяются самые крупные формы подводного рельефа — геотекстуры, связанные с различиями в строении земной коры. Однако если в первых легендах выделялось лишь три геотекстуры [ФГАМ, 1964; Канаев, 1967], то в новой легенде их четыре: подводная окраина материка, зона островных дуг (переходная зона), ложе океана и срединно-океанические хребты. При этом изменилось и содержание некоторых геотектур. Так, материковый склон включен в подводную окраину материка; а к переходной зоне относится только морфологический комплекс островных дуг. Появление четвертой геотектуры — срединно-океанических хребтов — связано с выявлением их поистине планетарных размеров и коренных отличий в строении и развитии от других подводных хребтов Мирового океана. К подводной окраине материков относится, по существу, внешняя краевая часть материковых поднятий Земли, расположенная под водами океана, которая в свою очередь подразделяется на материковую отмель (шельф) и материковый склон. Часто к подводной окраине материка относят наклонные аккумулятивные равнины-шлейфы, расположенные у подножия материкового склона (материковое подножие), что представляется не совсем правильным, ибо последние приурочены в основном к ложу океана. Лишь верхняя наиболее крутая часть шлейфов прилегает к основанию материкового склона и поэтому включается нами в его пределы.

Подводной окраине материков присущ материковый тип земной коры, включающий осадочный, "гранитный" и "базальтовый" слои. Выклинивание гранитного слоя происходит в пределах материкового склона, и у подножия склона или неподалеку от него на ложе океана он уже исчезает.

Зона островных дуг — это сложный морфологический комплекс, включающий котловину внутреннего моря, горные хребты самой дуги и краевой океанический желоб. Данной геотектуре свойственно мозаичное строение земной коры, представляющей сочетание блоков материковой, океанической, а также субматериковой и субокеанической коры. Обычно островные дуги расположены на границе между материками и океанами, но местами могут переходить и на материки. В Индийском океане подобное наблюдается в Андаманском море, где северная часть Зондской дуги уходит в районе Бирмы на Азиатский материк.

Ложе океана — самая крупная по площади геотектура Земли, включающая обширные пространства дна океана, расположенные между подножием материковых склонов, островными дугами и срединными хребтами. Горными хребтами, валами и возвышенностями ложе разделено на котловины, дно которых занято холмистыми или плоскими равнинами, представляющими наиболее низкий гипсометрический уровень Земли. Ложу океана присущ океанический тип земной коры.

Срединно-океанические хребты — крупные горные сооружения, земная кора которых характеризуется блочным строением. Особенностью его является то, что одни блоки имеют океанический тип коры, а другие сложены глубинным веществом, поступившим из верхней мантии Земли. Поверхность срединных хребтов имеет очень сложное строение, это сочетание коротких ущелий и разделяющих их гряд, поперечных желобов и глубоких рифтовых ущелий. По морфологии и строению они делятся на высокие, или атлантического типа, и низкие, или тихоокеанского типа.

Для срединно-океанических хребтов, так же как и для островных дуг, отмечается связь с материковыми структурами. В Индийском океане это имеет место в западной части Аденского залива, где внедрение рифтовой зоны срединного хребта в пределы материка привело к образованию залива Таджура.

Столь яркая взаимосвязь между океаническими и материковыми геотектурами свидетельствует о том, что их развитие в ряде случаев определяется едиными тектоническими процессами. Однако внешнее проявление этих процессов на дне и на суше может быть различным. Так, на дне океана неорифтогенальный процесс приводит к образованию сложных горных сооружений, а на суше — к возникновению глубоких депрессий — грабенов.

Каждая геотектура подразделяется на морфоструктуры, т.е. крупные формы рельефа, созданные эндогенными процессами и связанные с определенными геологическими структурами дна. Как видно из легенды геоморфологической карты, одни морфоструктуры (хребты, дно котловины) могут встречаться в пределах нескольких геотектур, другие (глубоководные океанические желоба) — на границе двух геотектур, третьи ("микроконтиненты") присущи одной геотектуре.

Ложе Индийского океана — наиболее крупная геотектура, состоящая из трех крупных частей (сегментов): африканского, азиатско-австралийского и антарктического, характеризующихся довольно разнообразным рельефом, представленным аккумулятивными и холмистыми равнинами, хребтами, валами, горами, желобами, зонами разломов и др.

В центральной части океана на дне котловин преобладает холмистый рельеф, имеющий, судя по находкам базальтов на склонах холмов, вулканическое происхождение. Вероятно, первичный расчлененный холмистый рельеф на дне котловин был создан в основном в результате особого типа вулканизма, связанного с процессом зонной плавки [Виноградов, 1968], которая на заключительном этапе приводила к излиянию расплавов-базальтов, создающих на дне котловин небольшие неровности — холмы. Наличие на дне океанических котловин участков мелкоглыбового рельефа указывает на то, что в формировании расчлененных поверхностей принимают участие и дизъюнктивные дислокации.

Кроме того, на дне Индийского океана рассеяно много отдельных вулканических гор (рис. 2, см. вкладку).

Поднятия ложа океана подразделяются на сводовые, вулканические, глыбовые и складчато-глыбовые. Последние представляют крупные асейсмичные поднятия дна с плоской вершинной поверхностью и кру-

тыми склонами, материковым типом земной коры (местами с выходами гранитов), называемые "микроконтинентами".

Обращает на себя внимание почти полное отсутствие на океаническом ложе валов, которые, например, так характерны для Тихого океана.

В геоморфологии большое внимание уделяется поверхностям выравнивания, потому что по ним можно делать выводы о развитии рельефа, вертикальных движениях и рельефообразующих процессах. На дне океанов и морей выделяют два типа поверхностей выравнивания: абразионно-аккумулятивные, созданные ветровым волнением, и аккумулятивные, сформированные главным образом благодаря деятельности супензионных потоков. Первые располагаются на небольшой глубине — до нескольких сотен метров, а вторые — на дне океанических котловин (4–5 км).

Поверхность крупных форм рельефа — геотектур и морфоструктур осложняют более мелкие формы, созданные в результате деятельности подводных рельефообразующих процессов: абразионных, эрозионных, аккумулятивных, хемогенных, биогенных, экзарационных и т.д. Обычно их воздействию подвергаются более или менее значительные участки дна, которые выделяются в качестве генетически однородных поверхностей. При этом учитывается роль ведущего процесса, которым определяется морфология поверхности дна. Естественно, что в пределах той или иной генетически однородной поверхности могут быть формы, созданные другими процессами, но они обычно имеют подчиненное значение. Выделение на карте районов с развитием различного морфоструктурного рельефа производится как по наличию соответствующих форм, так и данных о характере деятельности и распространении тех или иных рельефообразующих факторов (рис. 3, см. вкладку).

Абразионно-аккумулятивный рельеф показан на геоморфологической карте главным образом в пределах материковых и островных отмелей и на поверхности мелководных банок. Область его распространения определяется глубиной воздействия ветрового волнения. Известно, что наиболее активное воздействие на дно волны оказывают в зоне их разрушения (забурунивания), глубина которой соответствует 1/3 длины волны и для штормовых волн составляет первые десятки метров. Предполагается, что разрушение (абразия) коренных пород может происходить на глубине всего 10–15 м [Dietz, 1963].

С увеличением глубины воздействие воды на дно становится слабее и ограничивается лишь взмучиванием и переносом осадков. Слабое воздействие волн на дно ощущается на глубинах, соответствующих длине волны. Для штормовых океанических волн это может составлять около 150–200 м, т.е. охватывает всю поверхность шельфа. Наблюдения на шельфе над перемещением осадков показывают, что последние отличаются большой подвижностью. На внутренней половине шельфа они движутся преимущественно к берегу, а на внешней — к краю шельфа. При этом на внешней части шельфа осадки обычно не отлагаются, а уносятся на склоны. Вследствие этого у края шельфа современные осадки могут отсутствовать и на дне обнажаются реликтовые (плейстоценовые) отложения. В Индийском океане подобные осадки обнаружены на шельфах

Азии и Австралии [Emery, 1970]. Естественно, что в таких случаях на шельфе могут встречаться и реликтовые формы рельефа — холмы, скалы, подводные долины, желоба, террасы, клифы и т.д. Хорошо сохранившийся субаэральный рельеф развит на шельфе Тиморского моря [Van Andel, Veevers, 1967]. Иногда реликтовые формы рельефа бывают погребены под осадками и не выражаются в современном рельефе. В Индийском океане погребенные долины обнаружены на шельфе Большого Австралийского залива.

Рельефообразующая деятельность приливо-отливных и постоянных течений может проявляться на любых глубинах. Поэтому эрозионно-аккумулятивный рельеф может быть встречен повсюду. Наиболее ярко он представлен на шельфе в районах с сильными приливо-отливными течениями: в узких проливах, заливах и около устьев крупных рек [Off, 1963]. Обычно здесь отмечаются гряды, ложбины, валы, дюны, холмы. Скопление банок, мелей, валов перед проливом иногда создает своеобразный рельеф, называемый "дельтой пролива". Нечто подобное наблюдается у восточного входа в Бассов пролив [Jennings, 1959].

На больших глубинах с деятельностью придонных течений связано образование целого ряда эрозионных (долины, ложбины, борозды) и аккумулятивных (гряды, валы, знаки раби) форм рельефа. В зависимости от размера они могут быть видны на эхограммах или фотографиях дна. Однако для изображения этого типа рельефа на геоморфологической карте нет достаточного количества данных. Поэтому на дне океанических котловин могут быть показаны лишь отдельные формы эрозионно-аккумулятивного рельефа.

Глубже зоны волнового воздействия на дне океанов и морей широко развит аккумулятивный рельеф, что связано с поступлением на дно осадочного материала. В зависимости от скорости осадкообразования выделяются районы с быстрым и медленным выравниванием дна. Первые приурочены к краевым частям океана, т.е. ближе к материкам — основным источникам поступления терригенного осадочного материала. В южной части Индийского океана большое количество материала поступает на дно из толщи воды и представлено остатками диатомовых водорослей. Чтобы подчеркнуть различие в источниках поступающего материала, в легенде предусмотрено выделение районов с интенсивным выравниванием дна за счет терригенного или биогенного материала.

В центральных частях океана, удаленных от источников поступления осадочного материала, выравнивание поверхности дна происходит очень медленно. Поэтому здесь на дне океанических котловин преобладает расчлененный холмистый рельеф.

Сильно расчлененный рельеф развит и на срединно-оceanических хребтах, что отчасти связано с малыми скоростями осадконакопления. Но другим более важным фактором, определяющим интенсивное расчленение дна, является высокая тектоническая активность, обусловленная продолжающимся развитием хребта, сопровождающимся интенсивным раздроблением его поверхности. Поэтому даже в районах со значительным осадконакоплением (Аденский залив) расчлененность срединного хребта остается значительной. Выравнивание в пределах срединно-оceanических

ких хребтов происходит лишь на дне депрессий, причем размеры образующихся здесь аккумулятивных равнин возрастают в направлении от оси хребта к его подножию.

Широким развитием на дне океанических котловин пользуется аккумулятивный рельеф, созданный за счет придонного перемещения осадочного материала супензионными (мутьевыми) потоками и медленным перемещением вдоль дна взвеси (нефелоидов). В результате образуется особый аккумулятивно-супензионный рельеф, представленный плоскими субгоризонтальными равнинами. Последние характеризуются очень хорошей выровненностью, незначительным наклоном поверхности, резкой границей внешнего края и постепенным плавным переходом к наклонным равнинам подножия материковых склонов. На поверхности субгоризонтальных равнин имеются узкие неглубокие долины с пологими валами вдоль краев. Их образование связано с деятельностью супензионных потоков.

На дне глубоководных желобов также встречаются плоские равнины, но из-за образования на крутых склонах желобов оползней эти равнинны местами осложнены неровностями в виде холмов, валов и т.п.

Под хемогенными морфоскульптурами подразумеваются поверхности дна, покрытые железомарганцевыми конкрециями. В связи с тем, что в настоящее время нет данных, по которым могли бы быть выделены значительные по площади участки дна с преобладающим покрытием (50% и более) конкрециями, на карте крапом выделены районы, в которых они встречаются.

Биогенный рельеф представлен в основном коралловыми рифами, развитыми в тропических частях Индийского океана на материковых и островных отмелях. В связи с тем, что данный рельеф развит на мелководье, где воздействие ветрового волнения велико, он показан особым знаком на фоне абразионно-аккумулятивного рельефа.

На антарктическом шельфе благодаря воздействию ледников на дне создается экзарационный рельеф, но ввиду слабой изученности и небольших размеров этих поверхностей они на карте показаны довольно условно. *

Границы между различными типами морфоструктурного рельефа обычно бывают более или менее постепенными. Исключение, пожалуй, представляет лишь внешняя граница аккумулятивно-супензионного рельефа, т.е. плоских субгоризонтальных равнин, там, где они подходят к склонам холмов, гор и других поднятий.

Высказываются замечания о том, что выделение морфоскульптур на дне осуществляется не по комплексу форм, а по рельефообразующему процессу [Криволукский и др., 1969]. Этот недостаток морских геоморфологических карт связан с тем, что до сих пор нет полных данных о том, какие формы и комплексы форм создают подводные рельефообразующие процессы. В связи с этим приходится пользоваться определениями, в которых присутствует название процесса, а не образуемого им комплекса форм. По мере накопления данных выделение подводного морфоскульптурного рельефа станет более точным, что найдет отражение и в формулировках легенды.

Для изображения на геоморфологической карте отдельных форм подводного рельефа применяются специальные условные знаки, как масштабные, так и немасштабные. Морфометрическая характеристика различных элементов форм подводного рельефа дана цифрами (глубинами) около соответствующих условных знаков. Это относится главным образом к глубине края шельфа, минимальной глубине отдельных гор, максимальной глубине желобов и т.д.

Основное изобразительное средство картографии — цвет используется в предложенной легенде для показа геотектур и морфоструктур. Для этого каждая геотектура характеризуется определенным цветом, а его оттенки и близкие по гамме цвета используются для показа морфоструктур. При этом интенсивность цветов подбирается таким образом, чтобы по возможности передать распределение глубин.

Таким образом, легенда геоморфологической карты оказывается сложной и требует большого количества красок. Поэтому при ограниченном наборе цветов или черно-белом варианте карты приходится показывать отдельно морфоскульптурный рельеф.

Легенда для морских геоморфологических карт, разработанная в Институте океанологии и использованная при составлении карты Индийского океана, не является единственной. Ввиду отсутствия общепринятой, легенды в зависимости от задач, масштаба и объекта картирования легенды геоморфологических карт меняются [Удинцев, 1957; Затонский, Ка-наев, Удинцев, 1961; ФГАМ, 1964; Атлас Антарктики, 1966; Ильин, 1971]. Поэтому и легенда геоморфологической карты дна Индийского океана отвечает в первую очередь требованиям мелкомасштабного картирования этого океана, хотя без существенной переработки она может быть использована и при составлении карт других океанов.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ

Индийский океан окружен материками, значительную часть которых занимают древние докембрийские платформы. Края этих платформ уходят под воды океана, образуя так называемые подводные окраины материков, состоящие из двух поверхностей (или граней) — полого-наклонной материковой отмели (шельф) и крутого материкового склона. Шельф обычно представляет подводное продолжение верхней части материкового поднятия Земли, а материковый склон — его боковой уступ. От подножия материкового склона, как правило, начинается аккумулятивный шельф (материковое подножие), располагающийся уже на ложе океана.

В северо-восточной части Индийского океана переход от материка к ложу имеет более сложное строение, так как здесь располагается Зондская островная дуга. Последняя представляет сочетание крупных горных хребтов, обширных котловин и глубоководных океанических желобов. Кроме того, здесь встречаются и участки подводной окраины материка, причем шельф может иметь значительные размеры, а материковый склон чаще представлен небольшими уступами. Описание Зондской дуги дается вместе с подводными окраинами материков, образующими в целом единное обрамление котловины Индийского океана.

1. Подводная окраина Африки

На западе Индийский океан ограничен Африканским материком, представляющим, по существу, огромную древнюю платформу [Хайн, 1971]. Благодаря этому подводная окраина Африки в пределах Индийского океана имеет простое строение, так как большей частью состоит из узкого шельфа и крутого материкового склона.

У южной оконечности Африки в районе м. Игольного (Агульяс) подводная окраина материка достигает наибольшей (200 миль) ширины, что происходит в основном за счет расширения (до 140 миль) шельфа. На внешней части последнего располагается банка Агульяс. Среди ровной или слегка волнистой поверхности банки располагаются поднятия дна относительной высоты, судя по отметкам глубины, до 100 м и более. Поверхность самого шельфа полого понижается к югу, так что край шельфа, представленный то плавным, то резким перегибом поверхности дна, расположен на глубине 200–300 м (рис. 4).

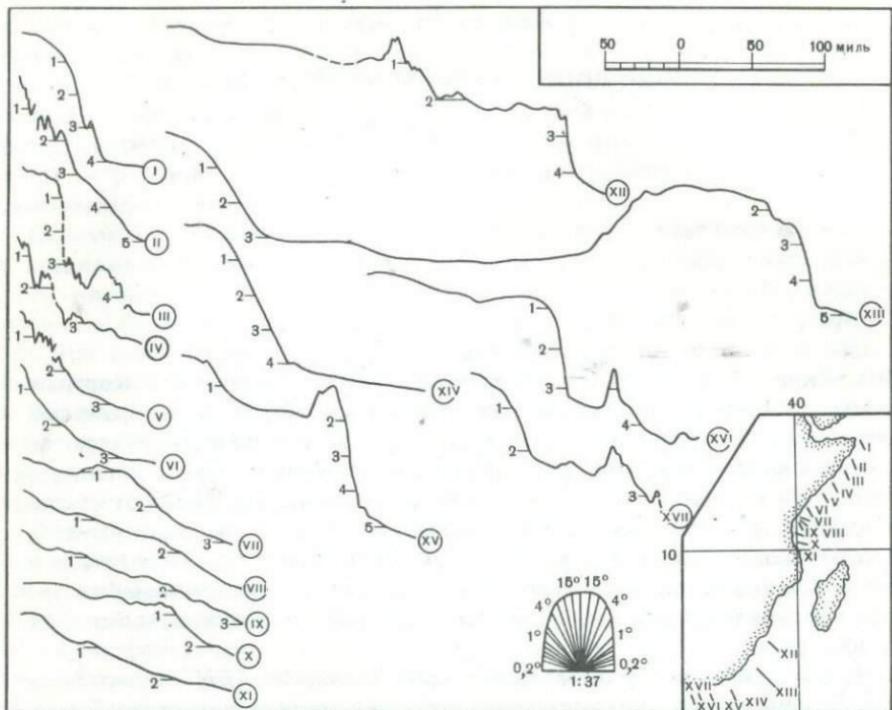


Рис. 4. Профили подводной окраины Африканского материка и Мозамбикского хребта. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов на этом и последующих профилях равно 1:37

У восточного края банки Агульяс ширина шельфа резко сокращается до 50 миль, а затем по направлению к востоку постепенно уменьшается и у м. Решоре (Порт-Элизабет) составляет всего 20 миль. Край отмели на данном участке представлен плавным перегибом дна, расположенным на глубине 80–120 м. Правда, на глубине 350–500 м имеется еще один перегиб, после которого наклон дна резко возрастает. Эта внешняя часть шельфа представляет погруженную материковую отмель.

От м. Решоре до м. Сент-Лушия ($28^{\circ}5$ ю.ш.) берег материка и его отмель имеют северо-восточное направление. Ширина материковой отмели здесь обычно не превышает 20–25 миль, уменьшаясь около мысов до 4–5 миль. Край отмели большей частью выражен четким переломом профиля дна, расположенным на глубине 70–110 м.

Материковая отмель севернее м. Сент-Лушия имеет почти меридиональное простиранье вплоть до порта Мапуту, бух. Делагоа (26° ю.ш.). На данном участке отмель также имеет незначительную ширину – от 2 до 6 миль. Наиболее узкая отмель (местами менее 2 миль) располагается между 27 и 28° ю.ш. Край отмели в южной части описываемого района располагается на глубине 70–90 м и выражен четким переломом профиля дна.

От бух. Делагоа до м. Завора ($24^{\circ}, 5$ ю.ш.) берег снова имеет северо-восточное простирание. Ширина отмели (до изобаты 200 м) составляет около 20 миль в бух. Делагоа, уменьшаясь затем к востоку до 10–7 миль у устья р. Лимпопо и увеличиваясь восточнее до 30–40 миль. От м. Завора и почти до порта Бейра отмель снова становится узкой (10–15 миль) и приобретает меридиональное простирание.

В районе порта Бейра коренной берег, а с ним и отмель принимают северо-восточное простирание. Наибольшей ширины (около 70 миль) отмель достигает в районе порта Бейра. На подходе к порту располагается отмель Сафала, рельеф которой отличается большой сложностью. Здесь развиты многочисленные мели, симметричные дюны, глубокие борозды — все это результат деятельности сильных течений. Далее к северо-востоку ширина отмели постепенно уменьшается, и от м. Макалонга (39° в.д.) вплоть до м. Мозамбик (15° ю.ш.) отмель имеет ширину 8–10 миль. В районе Макалонга появляются первые коралловые постройки, представляющие небольшие барьерные или окаймляющие рифы.

Материковый склон около банки Агульяс, судя по имеющимся профилям, имеет сложное строение, представляя сочетание крутых уступов, широких ступеней и обособленных поднятий. Верхний уступ материкового склона, начиная от края отмели, обычно имеет небольшой наклон ($0^{\circ}, 5$) и плавно переходит в поверхность слегка расчлененной ступени, которая с юго-восточной стороны банки расположена на глубине 1000–1500 м, а с южной — на глубине 3000 м. По-видимому, это две разные ступени, причем нижняя ступень более протяженная, так как она прослеживается и на восточных профилях на глубине 4000 м. Характерно, что нижняя ступень повсеместно окаймлена с внешней стороны поднятием, по-видимому гребнем, относительной высотой около 1 км. Уступ между верхней и нижней ступенями имеет значительную крутизну — до 10° . На глубине 4500 м к югу и 5000–4500 м к юго-востоку от банки материковый склон переходит в ложе океана. В подавляющем большинстве случаев подножие материкового склона близ банки Агульяс представлено четким переломом профиля дна, потому что здесь нет большого аккумулятивного шельфа. Возможно, что это связано с особенностями морфологии самого склона: продольный гребень в нижней части склона задерживает осадки, образуя широкую ступень, ровная поверхность которой хорошо видна на профилях.

Поверхность материкового склона в районе банки Агульяс осложнена также отдельными горами, поднимающимися над нижней частью склона на несколько километров. Вершины этих гор достигают глубин 1–2 км. Некоторые из них были обследованы и названы [Simpson, 1966].

К востоку от банки Агульяс материковый склон имеет более простое строение, представляя, по существу, крутой ($10\text{--}15^{\circ}$) уступ. Глубина подножия уступа материкового склона, выраженного обычно четким переломом профиля, при переходе к верхней части наклонной равнины (шлейф?) составляет около Порта-Елизабет 4 км, около Дурбана 3–2,5 км, а в районе Мапуту — всего 500 м. Уменьшение высоты уступа материкового склона в направлении с юга на север связано с на-

личием крупного меридионального Мозамбикского хребта, начинающегося прямо от края Африканского материка и представляющего, по существу, его выступ. Дно котловины Агульяс, заключенное между материковым склоном и склоном Мозамбикского хребта, — котловина Транской — полого поднимается с юга на север, обусловливая тем самым уменьшение относительной высоты материкового склона. На склоне в районе Дурбана и севернее до $27^{\circ}5$ ю.ш. обнаружены подводные долины шириной 1 миля и глубиной до 250 ми каньон Тагела шириной 6 миль и глубиной около 500 м.

Мозамбикский хребет представляет массивный выступ материкового склона, протянувшийся вдоль 35° в.д. почти на 600 миль. Хребет имеет асимметричный профиль (см. рис. 4); восточный склон хребта круче ($10-20^{\circ}$), чем западный ($5-10^{\circ}$). Кроме того, относительная высота восточного склона (2,5–3 км) значительно больше, чем западного (1–2 км). Вершинная поверхность хребта неровная, с уступами до 500 м; отмечается колебание глубин от 1163 (наименьшая глубина) до 2500 м. Ширина основания хребта равна 140–190 милям. Южнее 36° ю.ш. от подножия хребта протягивается узкий (50 миль) гребень высотой 1,5–1 км, относящийся уже к ложу океана.

В районе м. Завора ($25^{\circ}5$ ю.ш.) материковый склон снова становится крутым и высоким (около 2 км), так как его подножие располагается в пределах глубокого Мозамбикского пролива. В связи с тем, что глубина последнего уменьшается к северу, относительная высота материкового склона к северу также становится меньше и в средней, наиболее узкой части пролива составляет 1 км.

Осадки подводной окраины материка вдоль южной оконечности Африки в основном органогенные (ракушечные) и терригенные (гравийно-галечные и песчаные на шельфе и алевритовые и пелитовые фораминиферовые илы на материковом склоне). Широко развиты на шельфе южной Африки фосфоритовые конкреции, главным образом на банке Агульяс.

Сейсмические исследования в районе южной Африки выполнены как на шельфе, так и на материковом склоне [Ludwig e.a., 1968]. В пределах шельфа наряду с незначительной (до 100 м) мощностью осадочного слоя отмечено наличие заполненных осадками депрессий (желобов?), прослеживаемых по разрезу до глубины 4–6 км. Гравиметрические данные [Graham, Hales, 1965] также подтверждают наличие подобных структур в пределах шельфа. Из сопоставления с геологией прилежащей суши предполагается мезозойский возраст прогибов. Между подножием материкового склона и южным окончанием Мозамбикского хребта, юго-восточнее Порта-Елизабет, осадочный покров достигает мощности более 1 км. Интересно высказывание [Ludwig e.a., 1968] о том, что Мозамбикский хребет представляет аккумулятивную форму рельефа, наложенную на ложе скэана. Однако это представляется спорным, так как по морфологии данный хребет подобен Мадагаскарскому хребту и возвышенности Агульяс, структурам явно тектонического происхождения. Именно наличие этого хребта, видимо, и обусловило значительную (более 1,3 км) мощность осадочного слоя у подножия материкового склона в районе портов Елизабет — Дурбан [Ewing e.a., 1969]. Мощность земной

коры к югу от банки Агульяс и у восточного подножия Мозамбикского хребта равна 9,5 км. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе над северной частью Мозамбикского хребта составляют $+ (10 \div 28)$ мгл на широте Дурбана и -41 мгл северо-восточнее. У подножия хребта на дне Мозамбикской котловины аномалии Фая равны -12 мгл [Talwan, 1962]. Тепловой поток на гребне хребта колеблется от 0,8 до $2,2 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Мозамбикский хребет асейсмичен: единичные очаги слабых землетрясений приурочены лишь к его северному окончанию.

Подводная окраина Африки к северу от середины Мозамбикского пролива узкая и следует параллельно берегу. От бух. Мозамбик до бух. Рувума (10° , 5 ю.ш.), расположенной в устье одноименной реки, подводная окраина материка имеет меридиональное простиранье. Как берег, так и подводная окраина материка сильно изрезаны многочисленными бухтами: Мокабу, Кондусия, Мемба, Порту-Амелия (Пембу), Рувума — и приуроченными к ним подводными глубокими каньонами. Глубина этих каньонов у края материковой отмели превышает 500—1000 м. Ширина отмели вдоль описываемого участка берега резко колеблется буквально от нескольких сотен метров до 10—15 миль. Вдоль берега (главным образом в южной части района до бух. Порту-Амелия) или вдоль края отмели (к северу от бух. Порту-Амелия) развиты окаймляющие барьерные рифы. Они образуют здесь большое количество банок и островов, иногда довольно значительных. Между ними имеется много глубоких широких проходов, обеспечивающих свободный доступ в лагуну, которая местами достигает ширины 5 миль при глубине 10—20 м. Как правило, сразу же за барьерным рифом начинается крутой уступ материкового склона, таким образом, рифы как бы обозначают край материковой отмели.

Следующий участок материковой отмели приурочен к слегка вогнутому расчлененному участку берега Восточной Африки, ограниченному на севере примерно 2° ю.ш. (о-в Киваиху). Близ берега здесь располагаются крупные острова: Мафия, Занзибар, Пемба. На небольшом участке от бух. Рувума и до бух. Линди (10° ю.ш.) материковая отмель имеет северо-западное простиранье и небольшую, всего 1—4 мили, ширину. Вдоль берега протягивается окаймляющий и местами барьерный риф. После бух. Линди отмель снова приобретает меридиональное простиранье, а ее ширина уменьшается, достигая местами всего лишь нескольких сотен метров. Против большинства бухт отмель оказывается прорезанной глубокими каньонами, вершины которых заходят глубоко в бухты. Севернее 9° ю.ш. отмель становится шире и около северного мыса о-ва Мафия достигает наибольшей ширины 40 миль, после чего в районе мысов Рас-Канзи и Рас-Манамку (7° ю.ш.) резко суживается до 1—2 миль. Вдоль края отмели в районе о-ва Мафия развит барьерный риф, прерываемый многочисленными глубокими проходами, которые бывают связаны с подводными каньонами, расчленяющими здесь край отмели. Например, значительный каньон имеется в проходе Килва, находящемся в 40 милях к югу от о-ва Мафия.

Внутренняя лагуна западнее о-ва Мафия вдоль своей осевой части характеризуется глубинами от 7 до 50 м. Однако над ее дном поднима-

ются многочисленные внутрилагунные коралловые рифы: банки и островки, что свидетельствует о наличии здесь сложного рельефа биогенного происхождения.

В районе о-ва Занзибар наблюдается второе резкое расширение материковой отмели — до 40 миль (включая сам остров). Занзибарский пролив имеет ширину около 20 миль и пороговую глубину немногим более 20 м. В самом проливе встречается сравнительно небольшое количество коралловых островов и мелей, причем последние преобладают в восточной половине пролива.

Вокруг берегов о-ва Занзибар развит в основном окаймляющий риф, и лишь в нескольких местах у края отмели возвышаются коралловые банки и острова. Ширина отмели вдоль восточного берега острова составляет 2–3 мили и лишь местами 5 миль. Во время 31-го рейса "Витязь" прошел Занзибарским проливом с юга на север, записав при этом сравнительно ровное пологоволнистое дно. Край отмели как около южного входа в пролив, так и около северного мыса о-ва Занзибар (м. Рас-Нунгве) представлен перегибом дна, расположенным на глубине около 170 м. Правда, около м. Рас-Нунгве на глубине около 300 м обнаружена ступень, у края которой имеется узкое резкое поднятие дна относительной высотой около 80 м, которое, возможно, представляет погрузившийся окаймляющий риф.

В Занзибарском проливе чуть южнее 6° ю.ш. располагается самая западная точка описываемого участка берега. Здесь происходит изменение общего простирания берега материка на северо-восточное, которое сохраняется до м. Гвардафуй.

Материковая отмель у северной границы Занзибарского пролива резко суживается до 7–5 миль. Далее к северу вплоть до бух. Формоза (3° ю.ш.) ширина отмели колеблется от 1 до 5 миль, и лишь против северной половины о-ва Пемба в связи с наличием нескольких заливов и бухт отмель расширяется до 10 миль. Повсюду на отмели развиты окаймляющие рифы, а в тех местах, где она расширяется, — барьерные.

Более подробные сведения о рельефе материковой отмели имеются для района Момбасы (Кения), что связано с заходом в этот порт в 1967 г. линии "Академик Курчатов" (второй рейс) и "Витязь" (41-й рейс). На профилях (см. рис. 4) хорошо видно, что материковая отмель здесь представлена узкой, хорошо выровненной поверхностью (прибрежная отмель), ограниченной со стороны океана четким перегибом дна, расположенным на глубине около 40 м. Против бух. Момбаса у края отмели наблюдается понижение дна, возможно представляющее вершину каньона. Неподалеку от берега здесь имеется широкая (до 40 миль) ступень, которая против Момбасы расположена на глубине до 750–1000 м, а несколько севернее — до 500 м. Поверхность этой ступени неровная, местами сильно расчлененная. С внешней стороны она обычно ограничена четким перегибом дна, расположенным на глубине 800–1000 м. От материковой отмели описываемая ступень отделяется сравнительно пологим уступом. Указанная ступень, находящаяся фактически на глубинах, соответствующих верхней части материкового склона, может рассматриваться как погруженная часть отмели.

Севернее Момбасы располагается еще один широкий (до 30 миль) участок материковой отмели, так называемая Северо-Кенийская банка, которая соединяется с мелководьем северной части бух. Формоза. Этот район был детально обследован японской экспедицией на "Умитаку-Мару". Затем отмель снова становится уже: против о-ва Патта ее ширина составляет 7—5 миль, а около о-ва Ниванху — всего 4 мили.

Следующий участок материковой отмели расположен вдоль ровного, местами полого изогнутого юго-восточного берега Сомали. На всем протяжении отмель здесь имеет небольшую ширину — около 10 миль, в ряде мест то суживаясь до 3 миль, то расширяясь до 18 миль. Наибольшей ширины (до 35 миль) отмель достигает южнее п-ова Хафун около 10° с.ш.

Почти на всем описываемом участке край отмели протягивается параллельно берегу, следя его крупным изгибам. Лишь между п-овом Хафун и м. Гвардафуй ширина отмели подвержена значительным изменениям, от 30 миль севернее п-ова Хафун до 7 миль в средней части против м. Рас-Бинка и снова до 28 миль на широте м. Рас-Шенагеф, расположенного в 10 милях к югу от м. Гвардафуй. Пересечения отмели восточнее м. Гвардафуй (второй рейс "Оби", 33-й рейс "Витязя" и "Метеора") показали, что отмель здесь ровная, а ее край, представленный переломом дна, расположен на глубине от 80 до 150 м.

Судя по отметкам глубин морских навигационных карт, рельеф отмели сравнительно ровный, лишь в самой южной части (южнее экватора) на стмели, в ее прибрежной части, развиты мели, скалы, гряды и острова, преимущественно вытянутые вдоль берега. Возможно, это результат деятельности кораллов, правда находящихся в сильно угнетенном состоянии.

Материковый склон от Мозамбикского пролива до м. Гвардафуй имеет различное строение и размеры. В северной части Мозамбикского пролива материковый склон следует параллельно берегу в меридиональном направлении вплоть до м. Рувума. Судя по батиметрической карте, материковый склон на этом участке имеет значительную крутизну (до $10-15^{\circ}$) и относительную высоту до 2000 м. Склон расчленен многочисленными подводными долинами, глубоко вдающимися в отмель.

Севернее м. Рувума материковый склон изменяет направление на северо-западное, сохранив почти до м. Мафия значительную крутизну и расчлененность. На широте 9° ю.ш. склон пересекает верховье каньона Танганика, продолжающегося затем в пределах аккумулятивного шлейфа. Ширина каньона здесь 10 миль, глубина 300 м [Белоусов, 1965].

Материковый склон от о-ва Мафия до бух. Формоза (3° ю.ш.) осложнен широкой ступенью, расположенной на глубине около 500—1000 м. Наиболее четко эта ступень развита восточнее о-ва Занзибар и к северо-востоку от о-ва Пемба, против Момбасы. На профилях (см. рис. 4), записанных нис "Витязь" и "Академик Курчатов", эта ступень выделяется очень четко, представляя сочетание ровных (главным образом внутренняя часть ступени) и расчлененных участков. Выше ступени расположен сравнительно ровный уступ материкового склона высотой до 500—1000 м, крутизной от 1 до 3° . От внешнего края ступени начинается второй уступ материкового склона, который имеет слегка волнистую поверхность,

крутизну от 0,5 до $1^{\circ},5$ и относительную высоту 1,5–2 км. Его подножие соответствует плавному перегибу профиля дна, приуроченному к глубине 2–2,5 км, за которым начинается пологий аккумулятивный шлейф.

От бух. Формоза до м. Гвардафуй материковый склон представляет уступ, относительная высота которого увеличивается в северо-восточном направлении от 2–2,5 до 4–5 км, что связано с постепенным увеличением глубины подножия материкового склона. Уступ материкового склона имеет сложный рельеф в связи с интенсивным расчленением подводными долинами и каньонами, глубина врезания которых достигает 800 м, ширина 3,5, а у некоторых 15 миль. Крутизна склона составляет $8-10^{\circ}$, а местами и более. На поперечных профилях видно, что продольное расчленение склона также значительно. Это обусловлено наличием как отдельных небольших поднятий, так и крупных подводных гор.

На 7° с.ш. близ подножия материкового склона возвышаются две большие горы: Андрю и Давид (см. рис. 1), обнаруженные в 1954 г. английским судном "Далримпл", которое произвело их обследование [Wiseman, Hall, 1956]. Гора Андрю представляет плосковершинный конус с наименьшей глубиной 1554 м, а гора Давид – узкий гребень, ориентированный в северо-западном направлении, с минимальной глубиной 1710 м. По-видимому, обе горы представляют погрузившиеся вулканы. Вершина горы Андрю была срезана в прошлом абразией.

Осадки на шельфе экваториальной и северо-восточной Африки представлены большей частью органогенными (коралловыми и ракушечными) песчаными разновидностями с примесью терригенного материала. В пределах материкового склона они сменяются фораминиферовыми илами. Мощность осадков на шельфе и в верхней, наиболее крутой части материкового склона невелика, но у подножия в пределах аккумулятивного шлейфа достигает 2 км.

Данные о строении земной коры получены для материкового склона восточнее о-ва Формоза [Francis e.a., 1966]. Мощность коры у подножия склона на глубине 2 км равна 17 км. Из сопоставления с данными буровой скважины на суше авторы предполагают продолжение на дне океана мезозойских пород (мощность 3 км) и толщи пород системы Карру (мощность 9 км), ниже которой залегают базальты (4 км), подстилаемые породами верхней мантии. Следует отметить, что восточная граница материковых пород располагается далеко (около 300 км) в океане.

Близ северо-восточной оконечности Африканского материка находится группа островов, самый большой из которых называется Сокотра. Эти острова представляют, по существу, надводную часть огромного массивного выступа Африканского материка, так как по рельефу и геологии они имеют сходное строение с прилежащей частью Африки. Островная отмель неглубоким желобом делится на отмель о-ва Абд-эль-Кури и отмель островов Тэ-Бротерс и Сокотра. Отмель вокруг о-ва Абд-эль-Кури имеет ширину 3–10 миль, причем на северо-западе она, вероятно, слиивается с отмелю небольших островов – скал Каль-Фурун, а на западе – с Карол-Банк. Благодаря этому общая длина отмели достигает 45, а ширина – 20 миль (вместе с островом).

Отмель вокруг островов Сокотра и Тэ-Бротерс имеет более значительные размеры: протяженность (с восток-северо-востока на запад-юго-запад) около 140 миль и ширину — от 20 до 50 миль (включая острова). Вдоль северного берега о-ва Сокотра отмель имеет ширину 2—7 миль. Край отмели представлен четким переломом профиля дна, расположенным на глубине 40—50 м. Иногда наблюдается второй перегиб — на глубине около 100 м. С южной стороны о-ва Сокотра отмель значительно шире (8—20 миль). При этом она переходит в обширную отмель островов Тэ-Бротерс, которая, скорее всего, представляет выступ отмели о-ва Сокотра. Северная часть этой отмели, занятая островами Самха и Дарса (Тэ-Бротерс), характеризуется глубинами от 20 до 50—60 м, а южная — 140—180 м, что говорит о ее значительном опускании. Правда, в пределах этой погруженной части отмели также встречаются небольшие глубины (40—80 м), связанные, скорее всего, с отдельными банками и скалами. Край этой части отмели имеет сложные очертания, что резко отличает его от других частей отмели о-ва Сокотра. К северу и западу от о-ва Сокотра за пределами отмели встречаются небольшие мелководные участки, приуроченные к вершинам подводных поднятий или отдельным скалам, поднимающимся уже с поверхности материкового склона.

Материковый склон (см. рис. 4) в районе о-ва Сокотра в целом имеет сложное строение: направление и крутизна склона меняются, и иногда довольно существенно, на небольшом расстоянии. Наибольшей крутизной (20° и более) обладает северная часть материкового склона. Однако южный склон также имеет значительный уклон, $10-15^{\circ}$. Как видно на профилях, на материковом склоне имеются многочисленные поднятия дна, вероятно горы и холмы, относительной высотой до 1 км. От прилежащих участков дна океанических котловин подножие склона с северной стороны отделено четким перегибом профиля, а иногда и расположенным вдоль подножия желобом; с юго-восточной и южной сторон переход более постепенный, что связано с наличием здесь небольшой наклонной слабо расчлененной равнины. Относительная высота материкового склона вокруг о-ва Сокотра колеблется от 2 до 3,5 км. Местами склон, по-видимому, расчленяют небольшие долины.

Подводная окраина Африки в Аденском заливе обладает незначительной шириной. Шельф обычно имеет ширину 2—5 миль, местами расширяясь до 10 миль. Эта узкая полоска мелководья следует всем изгибам берега, и край отмели как бы повторяет береговую линию. Исключение составляют два участка шельфа: к северу от м. Гвардафуй и к востоку от залива Таджура. В первом случае отмель образует выступ шириной до 40 миль. Сильно расчлененная поверхность этого выступа расположена на глубине около 250 м, а ее северо-западный край, представленный четким переломом профиля дна, — на глубине 260 м.

В средней части выступа имеются два поднятия дна с плоской поверхностью, расположенной на глубине 50—60 м. От прибрежной отмели поверхность выступа отделена крутым ($4-5^{\circ}$) уступом высотой 400 м. У подножия уступа, судя по профилю 33-го рейса "Витязь" и отметкам глубины, располагается узкий (2 мили) неглубокий (относительная глубина 100 м) желоб с глубинами 300—500 м.

Восточнее залива Таджура в районе Джибути материковая отмель расширяется до 20 миль. Отмель здесь имеет небольшие глубины (30–40 м) и сильно расчлененную поверхность, что связано с развитием коралловых рифов. Последние образуют местами небольшие острова, как, например, о-в Айбат, расположенный в 18 милях к востоку от Джибути. Вокруг этого острова и около некоторых мысов развиты окаймляющие рифы.

В самом заливе Таджура материковая отмель чрезвычайно узкая, 2 мили и менее. Это связано с тем, что данный залив имеет тектоническое происхождение, вследствие чего склоны залива, как надводные, так и подводные, обладают значительной крутизной и волновая абразия в связи со значительной стойкостью пород не привела к формированию широкой отмели.

Материковый склон Африки в Аденском заливе почти на всем протяжении обладает значительной крутизной. Судя по профилям, в районе м. Рас-Алула, расположенного в 30 милях западнее м. Гвардафуй, склон представляет крутой прямой уступ относительной высотой 2000–2500 м и крутизной 12–15°. Характерно, что такую крутизну имеют не отдельные участки, а весь склон. Подножие склона представлено резким переломом профиля без каких-либо признаков аккумулятивного шлейфа. Галсом, проходящим вдоль склона северо-западнее м. Рас-Алула, выявлено значительное поперечное расчленение, главным образом подводными долинами и каньонами относительной глубиной до 600 м.

На поперечном профиле близ о-ва Осблей (50° в.д.) у подножия материкового склона имеется значительный аккумулятивный шлейф с ровной, слегка вогнутой поверхностью. Сам материковый склон представляет здесь уступ со слегка расчлененной поверхностью крутизной 4° (на глубине 1–2 км). Переход к шлейфу происходит на глубине 2000 м и замечен как по резкому изменению характера расчленения поверхности, так и по небольшому перелому профиля. Основание шлейфа располагается на глубине 2500 м, что соответствует глубине подножия материкового склона севернее м. Рас-Алула при отсутствии аккумулятивного шлейфа.

Небольшой залив Таджура (рис. 5) в западной части Аденского залива представляет особый интерес, так как его образование связывают с развитием рифтовой зоны Индийского океана [Laughton e.a., 1970; Laughton, 1966]. Специальные геофизические исследования, проведенные в заливе Таджура, показали, что залив обладает плоским, слегка волнистым дном и крутыми, местами отвесными склонами. В середине залива располагается невысокий порог, за которым расположена небольшая котловина. В вершине залива, отделяясь от его основной части узким проходом, находится еще одна котловина — залив Шуббат-Хараб. Длинная ось последнего расположена перпендикулярно к оси залива Таджура.

Магнитными исследованиями установлено, что аномалия, связанная с осевой рифтовой зоной Аденского залива, прослеживается в восточной части залива Таджура. В западной половине залива магнитные аномалии имеют другое направление, почти перпендикулярное к аномалиям вос-

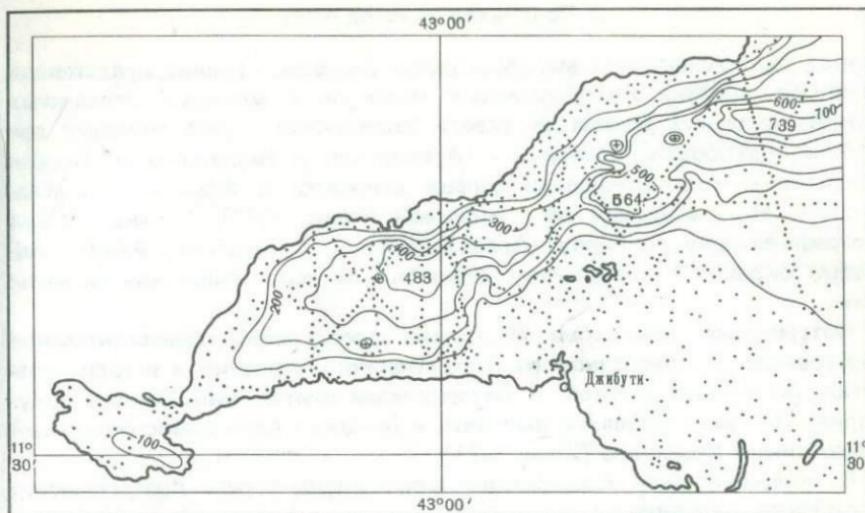


Рис. 5. Батиметрическая карта залива Таджура (Roberts, Whitmarsh, 1969)

точной части. Такую резкую смену магнитного поля [Roberts, Whitmarsh, 1969] связывают с разломом, пересекающим залив Таджура посередине. Однако это изменение чисто локальное и не противоречит предположению о связи рифтовых зон Индийского океана и Африканского материка именно через залив Таджура.

Рассматривая подводную окраину Африки в целом, можно отметить для нее несколько характерных особенностей.

1. Небольшая ширина, 40–60 миль, что связано с преобладанием узкого (10–20 миль) шельфа и крутого (10–15°) материкового склона; лишь на юге подводная окраина материка расширяется до 200 миль, а на севере, в Аденском заливе, суживается до 20–10 миль. Глубина края отмели составляет около 70–120 м, местами уменьшаясь до 40 или возрастающая до 300 м.

2. Широкое развитие на северной и южной частях шельфа абразионно-аккумулятивного рельефа, а на средней – биогенного (коралловых рифов).

3. Простое строение материкового склона, большей частью представляющего уступ, высота, крутизна и расчлененность которого меняются. Так, на юге склон достигает высоты 4–4,5 км, крутизны до 15° и несет несколько крупных гор; в Мозамбикском проливе высота склона уменьшается до 1 км, крутизна – до 10–15° и отмечается интенсивное расчленение долинами; в районе о-ва Занзибар склон приобретает пологовогнутый профиль из-за развития у его подножия огромного шлейфа; с приближением к м. Гвардафуй высота (4–5 км), крутизна (10–15°) и долинное расчленение склона возрастают; в Аденском заливе склон выглядит как прямой крутой (15°) высокий (2,5 км) уступ.

2. Подводная окраина Азии

Южная часть Азиатского материка имеет сложное строение, представляя сочетание древних платформенных массивов и молодых складчатых геосинклинальных поясов. К берегу Индийского океана подходят две древние платформы материка — Аравийская и Индостанская. Первая в тектоническом отношении больше относится к Африке, ибо представляет часть африканской платформы [Хайн, 1971]. Однако, следуя географическому принципу (Аравийский п-ов принадлежит Азии), подводная окраина Аравии рассматривается как часть подводной окраины Азии.

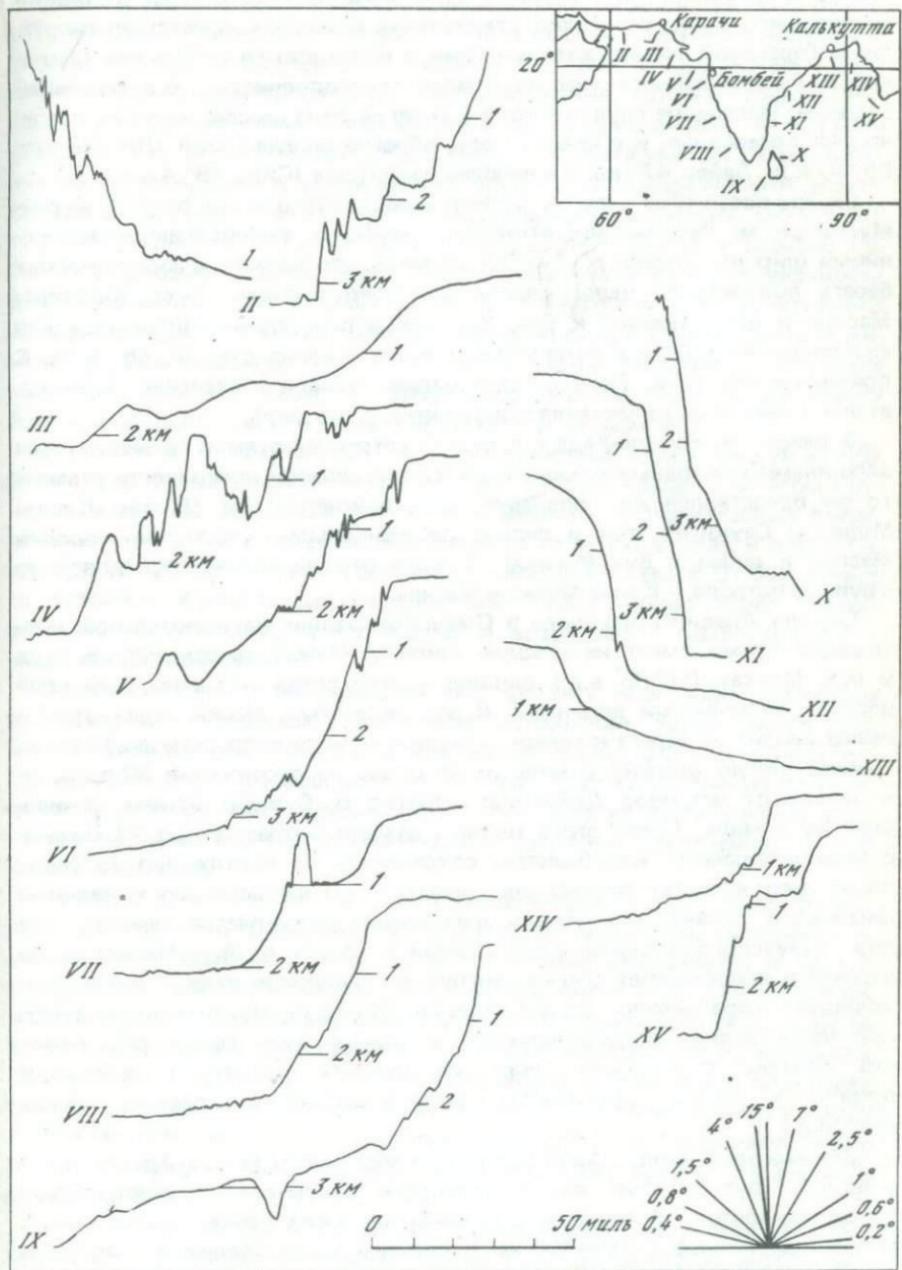
Материковая платформа Индостана представляет самостоятельное образование. По особенностям геологического строения и истории развития она больше тяготеет к материковым платформам южного полушария, что дает основание выделять в пределах Азии самостоятельный субконтинент Индостана [Хайн, 1971].

В северной части Аравийского моря вдоль берега протягиваются альпийские складчатые сооружения Средиземноморского подвижного пояса, что во многом определяет особенности строения этого участка подводной окраины материка.

Юго-восточный, Индокитайский, выступ Азиатского материка характеризуется наличием небольшого ядра в виде древней платформы, окаймленного складчатыми геосинклинальными поясами. Возраст последних уменьшается к периферии, и внешний пояс представляет современную геосинклиналь — Зондскую островную дугу, образующую сложную переходную зону между материком и ложем океана, описание которой дается отдельно.

Подводная окраина Азии имеет сложную конфигурацию, что связано с наличием крупных заливов и полуостровов. Вдоль юго-восточной половины Аравийского п-ова подводная окраина материка узкая, что обусловлено небольшой шириной шельфа и материкового склона (рис. 6). Материковая отмель от о-ва Перим (Баб-эль-Мандебский пролив) до м. Рас-аль-Хадд может быть разделена на несколько частей. От о-ва Перим до м. Рас-Сайлан ($45^{\circ}20'$ в.д.) отмель имеет ширину от 10 до 24 миль. Наиболее широкие участки отмели приурочены к бухтам Бендер-Имран, Аден и другим, расположенным в восточной половине описываемого участка отмели. Край отмели на карте представлен слабо изрезанной, слегка выпуклой к югу линией. Судя по немногочисленным профилям, он выражен переломом поверхности дна, находящимся на глубине около 100 м. Отмель имеет слегка волнистую поверхность с отдельными небольшими, но резкими поднятиями. Близ берега, особенно против мысов, встречаются скалы.

Следующий участок отмели, от м. Рас-Сайлан до бух. Курия-Мурия ($55^{\circ},5$ в.д.), характеризуется наименьшей для всего юго-восточного берега Аравии средней шириной — около 5—6 миль. Местами же отмель суживается до 1 мили (на 46° в.д., $53^{\circ},5$ в.д. и др.), а в районе м. Бандер-Дженджели (55° в.д.) даже до нескольких сотен метров. Только на небольшом участке протяженностью 150 миль ($50^{\circ},5$ — $52^{\circ},5$ в.д.) ширина



Р и с. 6. Профили подводной окраины Азиатского материка

отмели возрастает до 10–22 миль. Из-за отсутствия профилей трудно судить о морфологии и глубине края отмели. Что касается очертаний ее внешнего края, то можно отметить их близкое соответствие очертаниям береговой линии, хотя местами и наблюдаются небольшие отклонения. Рельеф данного участка отмели пологоволнистый, с отдельными скалами. Последние группируются у берегов близ мысов, но также встречаются посередине и у края отмели, образуя иногда банки (Полимурес, $50^{\circ}40'$ в.д., Дайвс, 47° в.д.) и небольшие острова (Сиха, $48^{\circ},4$ в.д.).

Северо-восточный участок отмели Аравийского п-ова от бух. Куриа-Муриа до м. Рас-эль-Хадд отличается наиболее значительными изменениями ширины отмели от 1–2 до 45 миль, что связано с изрезанностью берега полуострова целой серией довольно больших бухт (Саукира, Масира и др.). Именно к бух. Саукира и приурочена наибольшая для юго-восточного берега Аравийского п-ова ширина отмели, 45 миль. С приближением к м. Рас-эль-Хадд ширина отмели постепенно уменьшается и в районе мыса составляет всего несколько миль.

В районе м. Рас-эль-Хадд и к югу от него край отмели сильно изрезан вершинами подводных долин. Что касается рельефа поверхности отмели, то он представлен как ровными, слегка волнистыми (бухты Куриа-Муриа и Саукира), так и сильно расчлененными участками (пролив Масира и рифы в бух. Масира). У края отмели встречаются довольно крупные острова – Куриа-Муриа и Масира.

Отмель Аравийского п-ова в Оманском заливе на значительном протяжении также имеет небольшую ширину. Между мысом Рас-эль-Хадд и бух. Маскат ($58^{\circ}35'$ в.д.) ширина отмели равна 1–5 миль, а ее край изрезан подводными долинами. К западу от бух. Маскат край отмели резко уходит от берега к северу и ширина отмели возрастает до 16 миль. Однако такую ширину отмель имеет лишь на протяжении 30 миль, и к западу от островов Дайманиат (против м. Сувади) отмель суживается до 8 миль. После этого ширина отмели возрастает до 12 миль и с незначительными колебаниями сохраняется на протяжении 75 миль, после чего начинает плавно увеличиваться по направлению к вершине Оманского залива, где отмель значительно расширяется, занимая все дно Ормузского пролива. Край отмели к западу от бух. Маскат слабо изрезан и представляет слегка изогнутую, выпуклую к югу линию, проходящую параллельно берегу Аравии. Поверхность отмели в западной части залива пологоволнистая и только близ мысов расчленена, что связано с наличием скал. Исключение составляют небольшие острова – скалы Дайманиат, расположенные в середине отмели (58° в.д.).

Материковый склон Азии вдоль юго-восточного берега Аравии представляет крутой уступ, высота которого увеличивается с юго-запада на северо-восток. У входа в Баб-эль-Мандебский пролив материковый склон имеет высоту 350–400 м. В верхней части поперечный профиль склона прямой, крутизна около 6° , у подножия на глубине 450–500 м – вогнутый. Выполаживание профиля склона у подножия связано с наличием большого аккумулятивного шлейфа. В районе порта Аден уступ материкового склона имеет высоту около 600 м, его поперечный профиль

также прямой вверху и вогнутый в нижней части. Крутизна в верхней части склона (до глубины 500 м) составляет около 10°

Далее к северо-востоку материковый склон, сохранив крутизну около 10° , несколько увеличивает относительную высоту в связи с понижением дна Аденского залива. Близ м. Рас-эль-Кальб ($48^{\circ},5$ в.д.) материковый склон имеет прямой профиль до самого подножия, которое представлено здесь резким переломом поверхности дна, расположенным на глубине 1560–1690 м. Между мысами Рас-Шарма и Рас-Багашва (50° в.д.) материковый склон, имея в целом прямой профиль, осложнен мелким расчленением в виде неглубоких (до 100 м) борозд и невысоких (до 200 м) поднятий, одно из которых было детально обследовано и названо Гениста. Подножие склона также представлено переломом поверхности дна, находящимся на глубине 2140 м. Отсутствие аккумулятивного шлейфа у подножия материкового склона Аравии в средней части Аденского залива указывает на то, что поступление осадочного материала здесь невелико. Это связано в первую очередь с тем, что к самому берегу Аравии подходят пустыни и очень незначителен речной сток.

В районе м. Рас-Фартак (52° в.д.) материковый склон, следуя изгибу берега, резко поворачивает к северу, уходя в бух. Кашир. При этом крутизна склона на коротком протяжении меняется в значительных пределах – от нескольких градусов к юго-западу от м. Рас-Фартак и в бух. Кашир, до 15 – 20° , а местами и более к юго-востоку от мыса. От бух. Кашир до островов Курия-Мурия материковый склон снова имеет северо-восточное простижение, а его крутизна возрастает с приближением к островам Курия-Мурия.

Острова Курия-Мурия представляют цепочку небольших скалистых поднятий, протянувшихся в широтном направлении вдоль самого края материковой отмели. Таким образом, они отмечают здесь начало крутого (до 20 – 30°) и самого высокого (3–3,5 км) участка материкового склона юго-восточной части Аравийского п-ова. Другой особенностью этого склона является его прямолинейность и широтное простижение на протяжении 100 миль.

Немного восточнее 57° в.д. материковый склон резко поворачивает на северо-восток и сохраняет это направление до широты северной оконечности о-ва Массира. Затем склон постепенно отклоняется к северу, а между мысами Рас-эль-Забб и Рас-эль-Хадд имеет строго меридиональное направление. Северо-восточный участок материкового склона протяженностью 350 миль характеризуется сложным поперечным расчленением. На имеющихся продольных профилях видны многочисленные подводные долины, врезающиеся в склон на глубину до 700 м. Относительная высота склона меняется незначительно и составляет 2,5–3 м. У подножия склона имеется аккумулятивный шлейф, высота которого близ м. Рас-эль-Хадд составляет 300 м.

В Оманском заливе материковый склон Аравии четко делится на две части: юго-восточную и северо-западную. Граница между ними проходит в районе бух. Маскат. Первый участок представляет прямолинейный крутой (около 15°) уступ, местами расчлененный подводными долинами. Так, в районе бух. Маскат склон прорезает глубокая подводная долина,

прослеживающаяся до подножия склона. К западу от бух. Маскат склон по направлению к Ормузскому проливу становится положе и ниже.

Донные осадки вдоль юго-восточного берега Аравийского п-ова представлены: на шельфе — органогенными коралловыми и ракушечными песками и гравием с примесью терригенного материала, а на материковом склоне — фораминиферовыми илами. В Оманском заливе подводная окраина Аравийского п-ова покрыта терригенными осадками.

В северо-западной части Аравийского моря — между берегами Аравии и Ирана — располагается обширное мелководье, занимаемое Персидским заливом и Ормузским проливом. Глубины в средней части Персидского залива составляют около 60—80 м и лишь в нескольких местах превышают 100 м; глубины до 104 м отмечены в 20 милях к юго-западу и юго-востоку от о-ва Шейх-Шозб и в 10 милях к югу от о-ва Токб, т.е. вдоль северо-восточного берега близ входа в Ормузский пролив. По характеру рельефа Персидский залив может быть разделен на три части: юго-западную, северо-западную и северо-восточную. Границы между ними условно могут быть проведены вдоль середины залива от берега п-ова Руус-эль-Джибаль через банку Шах-Алхум и о-в Джезират-Фарсия до северо-западной границы, проходящей поперек залива на расстоянии около 60 миль от устья р. Шатт-эль-Араб. Юго-западная часть Персидского залива отличается очень сложным рельефом в связи с наличием многочисленных коралловых рифов, образующих мели, банки, скалы и острова. В южной части залива располагается Большая Жемчужная банка, представляющая обширный мелководный район, простирающийся от южного берега до середины залива между 52 и 55° в.д. Глубины на этой банке меняются от нескольких метров до 30—45 м. Большие и малые глубины часто располагаются рядом, потому что банки и рифы обычно разделены глубокими проходами.

Коралловые постройки встречаются местами вдоль берега Аравии, образуя окаймляющие рифы. В районе о-ва Бахрейн глубоко в сушу вдается залив Дохат-эс-Сальва, вследствие чего ширина полосы расчлененного дна увеличивается до 60 миль, уменьшаясь затем северо-западнее до 30 миль. Так же как и на Большой Жемчужной банке, у берега Аравии имеется много банок, рифов, скал и небольших островов, между которыми располагаются глубокие узкие и извилистые проходы. Некоторые из них судоходны, так что крупные суда могут подходить к о-ву Бахрейн, а в отдельных местах и к берегу Аравии.

Северо-западная часть Персидского залива находится под сильным воздействием р. Шатт-эль-Араб, поставляющей в залив большое количество взвешенного материала, приносимого реками Тигр и Евфрат, а также приливо-отливных течений, с деятельностью которых связано формирование длинных узких гряд и ложбин, ориентированных с северо-запада на юго-восток. Таким образом, по рельефу дна эта часть залива резко отличается от его юго-западной половины: мели сложены здесь илом и песком, а коралловые рифы отсутствуют. Северо-восточная часть залива характеризуется, пожалуй, наименее расчлененным дном: мели, банки, скалы и острова встречаются здесь изредка, не образуя таких огромных скоплений, как у противоположного берега. Обычно между

мелами и банками имеются широкие глубокие проходы, доступные для судов. Наибольшее количество островов расположено в восточной части описываемого участка, близ Ормузского пролива. Характерной особенностью северо-восточной части Персидского залива является его значительная глубина, так, к востоку от 52° в.д. изобата 20 м располагается на удалении 1–2 миль от берега, а изобата 50 м – на расстоянии 3–5 миль, и лишь на подходах к Ормузскому проливу она отходит далеко от берега до 15 миль, огибая с юга острова Шейх-Шэйб, Кейс и др. К западу от 52° в.д. изобата 20 м расположена от берега дальше – до 5–10 миль.

В Ормузском проливе преобладают глубины от 50 до 90 м. Глубины более 100 м встречаются лишь в южной части пролива на границе с Оманским заливом. К середине пролива, около северной оконечности п-ова Масандам, между скалистыми островками располагается небольшой узкий желоб с наибольшей глубиной 256 м, существование которого, вероятно, связано с деятельностью приливо-отливных течений. В остальной части пролива дно характеризуется глубинами 60–80 м. Северный берег пролива отмель, слабо расчлененный, южный – приглубый (изобата 50 м проходит у самого берега) и сильно изрезанный. Глубокие, узкие, с многочисленными ответвлениями бухты п-ова Масандам по своему внешнему виду очень напоминают фьорды. Около южного берега пролива располагается много небольших скал и островков, а вдоль северного – несколько островков, в том числе самый большой в Аравийском море о-в Кешм.

На дне Персидского залива преобладают известковые осадки, и лишь в северо-западной части, близ устья р. Шатт-эль-Араб, – терригенные [Emery, 1956]. Известковые осадки представлены как продуктами разрушения кораллов, так и частицами (оолитами), образовавшимися в результате интенсивного испарения воды. В Ормузском проливе преобладают терригенные (песчаные) осадки.

Исследования, выполненные нис "Метеор" в вершине Оманского залива [Seibold, Ulrich, 1970], выявили резкое различие в морфологии его склонов (рис. 7). Юго-западный склон представлен простым уступом, лишь местами осложненным небольшими ступенями, а северный – сильно расчлененной поверхностью с многочисленными узкими гребнями и бороздами. Переход, и довольно резкий, от ровного склона Аравии к расчлененному иранскому склону происходит примерно в середине залива. На поперечных профилях хорошо видны желоба, протягивающиеся вдоль оси залива от края материковой отмели и до подножия склона. Возможно, их существование связано с размывом дна водами Персидского залива, стекающими вниз по склону, а также деятельностью приливных течений, предохраняющих долину от захоронения осадками. Намечается связь между долинами на склоне Оманского залива и желобом Ормузского пролива, разделенными сейчас ровной 40-мильной поверхностью шельфа. В прошлом при понижении уровня океана в плейстоцене они представляли единую ложбину, через которую осуществлялся сток вод Тигра и Евфрата.

Северный берег Аравийского моря, от Ормузского пролива до залива Сомиани, простирается в широтном направлении: западная часть берега,

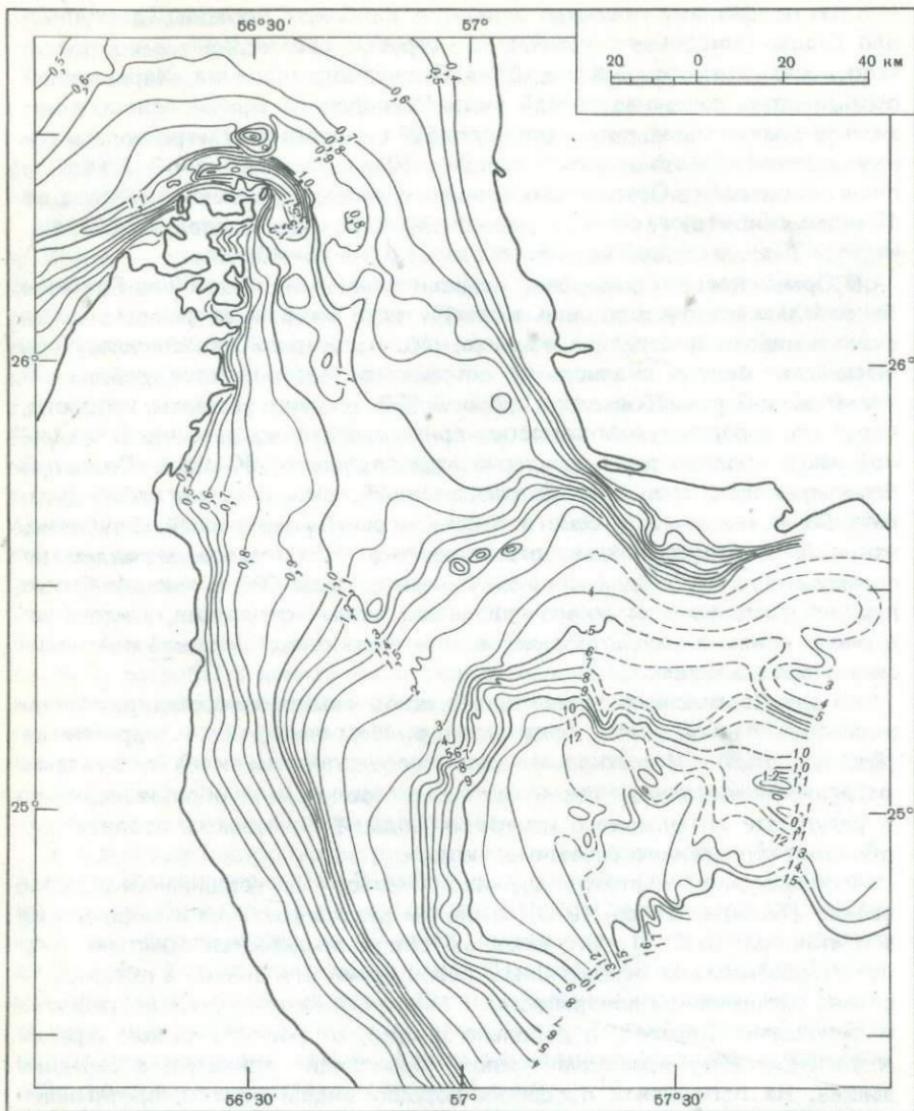
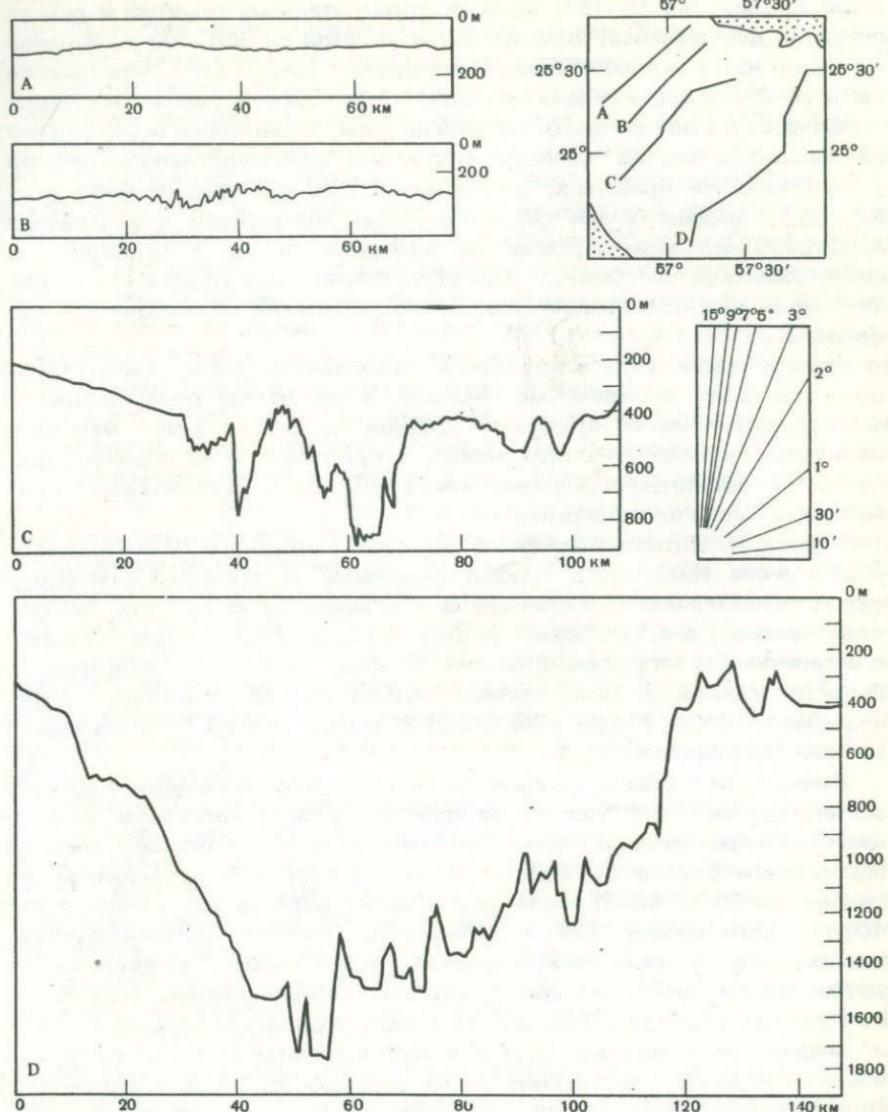


Рис. 7. Батиметрическая карта и профили дна Оманского залива (Seibold, Ulrich, 1970)

от м. Рас-Дживани ($61^{\circ}42'$ в.д.), относится к Оманскому заливу. Материковая отмель вдоль описываемого берега имеет простое строение, представляя сравнительно узкую (от 5 миль на западе до 30 миль на востоке) полосу мелководья со слабо извилистым внешним краем (см. рис. 6). Внешняя часть отмели за пределами изобаты 20 м почти повсеместно лишена банок и мелей. Вблизи берега, особенно около полуостровов, встречаются мели и скалы. В одном месте (близ 64° в.д.)



скалы, банка Вебб и о-в Астола располагаются против середины бухты на расстоянии 20 миль от берега. В восточной части отмели в двух местах ($64^{\circ}10'$ и $65^{\circ}40'$ в.д.) неподалеку от берега отмечалось появление вулканических островов, просуществовавших в течение 1945–1947 гг. Затем на их месте образовались мели.

Материковый склон в северной части Аравийского моря характеризуется очень сложным поперечным профилем, представляющим соче-

тание крутых (до 10–15°) уступов, горизонтальных ступеней и резких поднятий дна (гребней) относительной высотой до 500–700 м. Верхняя и нижняя части склона обычно более крутые (около 10°), чем средняя часть (1–2°). Высота склона составляет около 3300 м, уменьшаясь около его западного и восточного окончаний до 1 км. Характерной особенностью описываемого склона является отсутствие аккумулятивного шлейфа у подножия. На профилях, расположенных в его средней части (61–62° в.д.), хорошо виден резкий перелом поверхности дна (глубина 3300–3400 м) при переходе от подножия склона к плоской равнине Оманской котловины. Это убедительно свидетельствует о том, что здесь нет поступления осадочного материала со склона на дно котловины.

Осадки вдоль северного берега Аравийского моря представлены органогенными ракушечными песками, а на материковом склоне – терригенными илами. Мощность осадков на склоне резко меняется: на крутых уступах они практически отсутствуют, а на ступенях, особенно ограниченных гребнями, накапливаются в значительных количествах, образуя плоские равнины.

Подводная окраина Азиатского материка у западного (Малабарского) берега п-ова Индостан с хорошо развитыми материковой отмелю и склоном протягивается в целом с северо-запада на юго-восток. Материковая отмель, край которой характеризуется незначительным расчленением и отсутствием резких изгибов, имеет то же направление. Ширина отмели в связи с наличием глубоко вдающихся в берег заливов (Камбейский, Кач, Кхаро) меняется от 25 миль на юге до 250 миль против Камбейского залива.

Имеющиеся профили, эхограммы и карты позволяют охарактеризовать рельеф Малабарского участка материковой отмели несколько подробнее. На северо-западе, в заливе Сонмиани, происходит резкое изменение простирания отмели от широтного на юго-восточное и увеличение ее ширины от 30 до 60–75 миль. Близ Караби, судя по эхограммам 33-го, 40-го и 41-го рейсов "Вигзяя", отмель представляет пологоволнистую, местами слегка расчлененную равнину. Край отмели, представленный двумя сравнительно плавными перегибами поверхности дна, расположен на глубинах 120–130 и 420–500 м. Между подводным каньоном р. Инд и западной оконечностью п-ова Катиавар край отмели также имеет два плавных перегиба, расположенных на глубинах 160–170 и 220–280 м. Против залива Кхаро поверхность отмели у самого края имеет интенсивное расчленение амплитудой до 100 м. Около западного окончания п-ова Катиавар отмель имеет пологоволнистую поверхность. Против Камбейского залива и в районе Бомбея отмель также имеет ровную, слегка волнистую поверхность. В Камбейском заливе развиты узкис длинные гряды, валы и отмели, называемые банками Малакха, между которыми протягиваются ложбины глубиной до 20–30 м. Образование такого своеобразного рельефа связано с деятельностью приливо-отливных течений. Подобное образование имеет, по-видимому, и банка Лашингтон с глубинами до 4 м, расположенная перед входом в залив Кач среди окружающих глубин 20–38 м. В самом заливе дно расположено

на 20 м глубже, чем прилежащая часть отмели. Возможно, это также связано с деятельностью приливо-отливных течений.

Край материковой отмели к юго-западу от Бомбей представлен четким перегибом профиля дна, расположенным на глубине 140—150 м. Однако встречается край отмели и в виде плавного перегиба, верхняя часть которого расположена на глубине 130 м, а нижняя — на глубине 170 м.

К юго-западу от Бомбей близ края материковой отмели находится банка Ангриа ($15^{\circ}, 5$ с.ш., 72° в.д.) с глубинами 20—40 м. Относительная высота этого поднятия над материковым склоном составляет несколько сот метров, а размеры мелководной вершины порядка 5 на 20 миль. От края отмели ее отделяет узкий желоб глубиной около 300 м. Подобные горы-банки встречаются и юго-восточнее, но там они располагаются далеко от края отмели в пределах материкового склона.

Юго-восточный участок материковой отмели с приближением к южной оконечности п-ова Индостан становится уже. Поверхность отмели остается ровной или слегка волнистой, и лишь близ берега встречается расчлененное дно, что связано с наличием здесь подводных и надводных скал и небольших островов. Некоторые острова бывают удалены от берега на значительное расстояние: о-в Нетрани (14° с.ш.) на 10 миль, острова Венгурла (16° с.ш.) на 5 миль и т.д. Край отмели в районе Kochina (10° с.ш.) представлен двойным перегибом профиля дна, расположенным на глубине 80 и 270 м. При этом верхний перегиб очень плавный, а нижний резкий. Таким образом, край материковой отмели вдоль западного берега п-ова Индостан бывает выражен в рельефе как одним, так и двумя перегибами дна. Однако внешняя погруженная часть отмели имеет незначительную ширину.

Материковый склон вдоль западного берега п-ова Индостан представляет хорошо выраженный в рельефе сравнительно невысокий уступ. Около Караби к материковому склону подходит северо-восточное окончание хребта Меррея, вследствие чего высота уступа материкового склона составляет здесь около 600 м. В направлении к юго-Востоку высота материкового склона увеличивается. Против устья р. Инд материковый склон имеет высоту около 800 м. Поперечный профиль склона здесь сложный, ступенчатый: в верхней части — пологая ($1,5^{\circ}$), но сильно расчлененная ступень.

Против устья р. Инд шельф и материковый склон прорезает глубоко (до 1 км) врезанный узкий (ширина до 6 миль) подводный каньон Инда [Затонский, 1964; Hayter, 1960; Shepard, Dill, 1966]. Верховье каньона вдается в шельф почти на 60 миль, так что его вершина подходит очень близко (всего 2 мили) к устью главного рукава Инда, что свидетельствует об их тесной связи. Каньон Инда имеет широкое (2—3 мили) дно и крутые (до 20°) стенки (рис. 8, см. вкл.). Над верховьем каньона близ берега наблюдаются приливные течения, направление которых соответствует простирианию каньона. В пределах материкового склона глубина врезания каньона уменьшается, и при выходе на дно котловины он превращается в крупную подводную долину, окаймленную прирусловыми валами. Последнее свидетельствует о том, что суспензионные потоки играли и, видимо, играют значительную роль в формировании каньона.

Именно с деятельностью суспензионных потоков связано образование огромного конуса выноса Инда, занимающего почти все дно Аравийской котловины. Интенсивное долинное расчленение материковый склон имеет также юго-восточнее каньона, против залива Кач и п-ова Катиавар. Относительная глубина большинства долин здесь не превышает 500 м, изредка достигая 1 км.

Близ Бомбея материковый склон становится выше (до 3000–3100 м), а его поперечный профиль осложняется многочисленными поднятиями и депрессиями. Угол наклона склона меняется, местами достигая 8–10°. Около северного окончания Мальдивского хребта высота уступа материкового склона уменьшается до 1500 м. Местами над склоном поднимаются высокие горы (до 2000 м), их вершины образуют небольшие банки. В районе порта Коchin материковый склон представляет крутой (до 10°) уступ высотой до 2500 м. Южнее Коцина, на 9° с.ш., в верхней части материкового склона на глубине около 350 м располагается ступень размером 30 × 30 миль с выровненной, слегка волнистой поверхностью, отделенная от материковой отмели уступом высотой около 250 м. От внешнего края ступени, представленного резким переломом поверхности дна, начинается крутой (20°) прямой обрыв высотой около 300–400 м на юго-востоке и 1000–2000 м на юго-западе. С приближением к южной оконечности Индостанского п-ова подводная окраина материка становится шире за счет увеличения ширины шельфа, у м. Кумари – южной оконечности Индии – до 60 миль. Материковый склон здесь представляет крутой уступ высотой до 2000 м.

Донные осадки вдоль западного берега Индостана представлены на внешней части шельфа главным образом терригенными песками со значительной примесью карбонатного материала, около берегов – илами. Предполагается [Stewart e.a., 1965], что пески на внешнем шельфе реликтовые и были отложены в плейстоцене во время понижения уровня океана. Высокое содержание в песках карбоната кальция указывает на небольшую скорость современного терригенного осадконакопления вдоль края шельфа. Исключение представляет лишь район близ устья р. Инд, поставляющий в море большое количество осадочного материала. На материковом склоне развиты преимущественно терригенные илы.

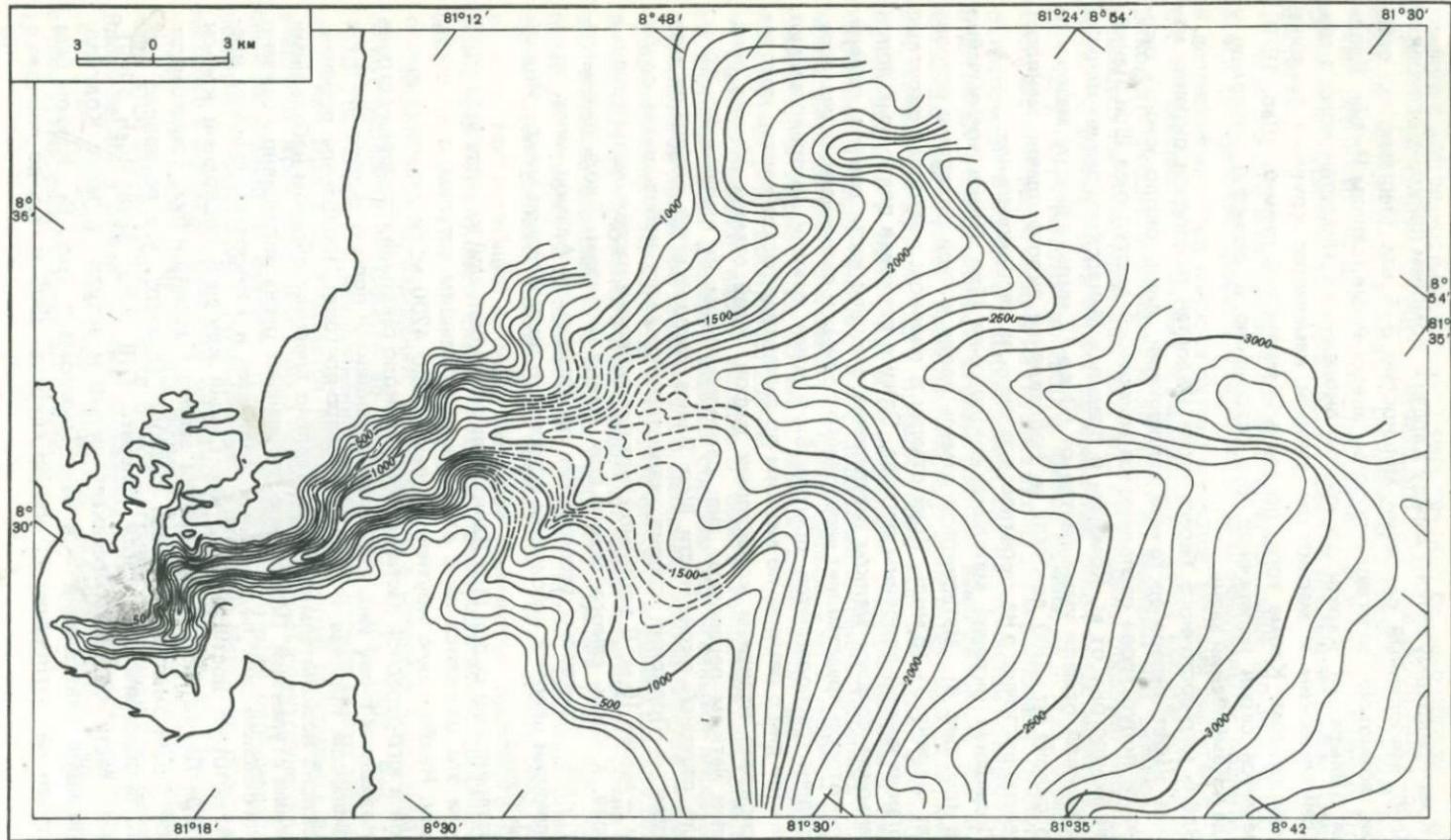
Сейсмические исследования, проведенные в пределах подводной окраины материка от Бомбея до Карачи [Closs, Hinz, 1967; Rao, 1967, 1970], показали, что неуплотненные осадки на шельфе имеют мощность до 3 км. При этом отмечается небольшое поднятие фундамента вдоль внешнего края шельфа и второе поднятие в пределах внутреннего шельфа к юго-западу от Бомбея. Предполагается, что второе меридиональное поднятие представляет продолжение структуры Мальдивского хребта на север в пределы подводной окраины материка вплоть до Камбейского залива. Интересно отметить, что возможным морфологическим выражением этой структуры являются банки Ангриа и Дирекшен близ Бомбея. Вдоль берега в районе Бомбея намечается меридиональная, заполненная осадками депрессия, которая, вероятно, связана с нефтегазоносными структурами, расположенными севернее.

К материковому склону между Карачи и Бомбеем приурочен глубокий прогиб, заполненный осадками мощностью 8–5 км. Местами под осадками, возможно, залегают породы, аналогичные траппам Индии. Вдоль края шельфа, от Карачи до южной оконечности Индостанского п-ова, по сейсмическим и магнитным данным намечается крупный тектонический разлом. Кроме того, по данным магнитной съемки [Rao, 1970] намечается серия поперечных (по отношению к рельефу) разломов у входа в Камбейский залив.

Вдоль юго-восточного берега п-ова Индостан подводная окраина материка имеет северо-восточное направление, лишь около южной оконечности полуострова располагается массивный выступ о-ва Шри Ланка. К северо-востоку от м. Коморин в пределах Манарского залива ширина материковой отмели уменьшается от 60 до 12 миль, а высота материкового склона от 2000 до 1000 м. Направление склона плавно меняется от северо-восточного на широтное, а затем — на меридиональное.

Подводная окраина материка вокруг о-ва Шри Ланка чрезвычайно узка (см. рис. 6). Материковая отмель вдоль южной половины острова имеет ширину 3–15 миль. Край отмели в основном повторяет округлые очертания южной половины острова. Однако верховья подводных долин и каньонов создают мелкое расчленение внешней части отмели, поверхность которой представляет чередование ровных и расчлененных участков. Последние располагаются обычно близ края отмели и представляют скалистое дно с резким, но мелким по амплитуде расчленением, которое обусловлено наличием коралловых рифов. Край отмели обычно представлен четким переломом дна, расположенным на глубине 60–80 м. Около северной оконечности Шри Ланка располагается обширное мелководье — Полкский пролив, характеризующееся небольшими глубинами — менее 15 м. В восточной части мелководья расположены крупные острова, а вдоль самого берега Шри Ланка — скалы. Вдоль юго-западного края Полкского мелководья протягивается Адамов мост, представляющий цепочку небольших островов и полуостровов между Индией и Шри Ланка.

Материковый склон Шри Ланка отличается большой крутизной (до 30°). Причем это относится не к отдельным небольшим уступам, а ко всему склону. Наибольшую крутизну и высоту (до 4200 м) склон имеет около южной и юго-западной части острова, а около северной половины острова при подходе к п-ову Индостан склон становится пологее и ниже: до 4 км в Манарском проливе и 3 км на северо-востоке. Продольное расчленение склона незначительно и представлено главным образом небольшими пологими ступенями. Поперечное расчленение очень интенсивно и связано с многочисленными подводными долинами и каньонами, глубина врезания которых достигает 1–2 км. Самый крупный подводный каньон о-ва Шри Ланка расположен против залива Коддияр и бух. Тринкомали. Каньон Тринкомали исследован судном "Пионер", что позволило составить батиметрическую карту [Shepard, Dill, 1966; Bush, Bush, 1969]. Верхняя часть каньона пересекает шельф и заходит в залив Коддияр, а небольшое ответвление — в бух. Тринкомали (рис. 9). Каньон был прослежен на протяжении 60 км до глубины 3500 м, т.е. до подножия



Р и с. 9. Батиметрическая карта каньона Тринкомали (Shepard, Dill, 1966)

материкового склона. Глубина врезания каньона достигает 1,5 км. Параллельно каньону Тринкомали располагаются более мелкие каньоны. Как большинство геологических структур прилежащей части о-ва Шри Ланка, каньон Тринкомали имеет северо-восточное простиранье. В самой бухте каньон имеет резкие повороты под углом 90°, что соответствует простирианию других разломов, параллельных берегу острова.

Данными магнитной съемки выявлены аномалии, расположенные поперек склона, что указывает на продолжение наземных структур в море, подтверждая тем самым тектоническое происхождение каньона, заложенного вдоль оси синклинальной складки до погружения края острова под воду в миоцене [Bush, Bush, 1969].

Подводная окраина материка вдоль юго-восточного Коромандельского берега п-ова Индостан севернее Полкского пролива значительно уже, чем вдоль юго-западного берега. В соответствии с направлением берега подводная окраина материка от о-ва Шри Ланка сначала протягивается к северу (до 15° с.ш.), а затем к северо-востоку (до 20° с.ш.). Рельеф вдоль восточного берега Индии был детально исследован индийскими учеными во время Международной индоокеанской экспедиции, при этом ими были обнаружены многочисленные каньоны и подводные долины [Subba Rao, 1967, 1971; Rao, 1964, 1968]. Правда, первое сообщение о наличии каньона у восточного берега Индии было сделано Ла Фондом по данным рейса "Галатеи" в 1963 г. [La Fond, 1964a, b].

Ширина материковой отмели вдоль южного меридионального участка составляет около 15 миль, местами уменьшаясь до 7 или увеличиваясь до 25 миль. Поверхность отмели хорошо выровнена. Край отмели обычно представлен переломом профиля дна, расположенным на глубине около 100 м. К востоку от Мадраса внешняя часть отмели погружена глубже, так что ее край, представленный четким переломом профиля, находится на глубине 400 м.

Северо-восточная часть отмели большей частью имеет ширину около 20–25 миль, и лишь против выступов берега, образованных дельтами рек Годавари, Кришна и Маханади, отмель суживается до 3, 7 и 13 миль соответственно. Поверхность отмели хорошо выровнена, а ее край, по данным 33-го рейса "Витязя" (17° с.ш.), представлен очень плавным перегибом, начинаяющимся на глубине 100 м, а заканчивающимся на глубине 250 м.

Материковый склон п-ова Индостан севернее Шри Ланка имеет небольшую ширину, а высота его плавно убывает с юга на север от 3500 до 2500 м и далее на северо-восток до 1000 м. Крутизна материкового склона восточнее Мадраса составляет 15°, причем профиль склона здесь прямой, и такой наклон склон сохраняет сверху донизу. Однако, судя по картам, такой крутой склон вдоль юго-восточного берега полуострова более нигде не встречается. Обычно склон имеет крутизну около 3–5°, а иногда 7–10°. Поперечный профиль склона большей частью выпукло-вогнутый. Склон расчленен многочисленными подводными долями и каньонами, которые часто заходят вершинами в пределы отмелей. Наиболее крупные каньоны, по-видимому, были сформированы в

плейстоцене во время понижения уровня океана; небольшие долины и борозды против дельт крупных рек представляют современные формы рельфа.

Осадки вдоль восточного берега Индии представлены на внешней части шельфа известковыми песками, на внутренней — терригенными песками, а близ устьев крупных рек — илами и на материковом склоне — фораминиферовыми илами [Siddique, 1967; Subba Rao, 1964]. Так же как и для западного берега Индии, подобное распределение осадков на шельфе объясняется понижением уровня океана во время четвертичного оледенения. Поэтому известковые песчаные осадки вдоль внешнего шельфа рассматриваются как реликтовые, а к современным относятся прибрежные терригенные пески.

В северной части Бенгальского залива подводная окраина материка связана с огромной дельтой рек Ганг и Брамапутра. Благодаря выносу этими реками громадного количества осадочного материала перед дельтой сформировано большое мелководье. Ширина отмели составляет 60–140 миль, причем прибрежная часть с глубинами менее 50 м занимает 30–80 миль. Край отмели выражен довольно четким перегибом профиля дна, расположенным на глубине около 200–240 м. Поверхность отмели хорошо выражена, хотя местами и встречаются холмы относительной высотой до 150 м. Глубина над их вершинами составляет 15–35 м и более. Вдоль края дельты на отмели развит эрозионно-аккумулятивный грядовой рельф, образованный приливо-отливными течениями [Off, 1963]. Материковый склон на севере Бенгальского залива представлен невысоким (около 1000 м) уступом. Его поперечный профиль вогнутый, потому что подножие уступа плавно переходит в аккумулятивный шлейф. Крутизна уступа уменьшается сверху вниз от 15–10° до 2–1°. Материковый склон прорезан долинами и каньонами, среди которых выделяется каньон Ганга, изученный достаточно подробно [Затонский, 1964; Hayter, 1960; Stewart e.a., 1966; Shepard, Dill, 1966].

Каньон Ганга, или Соутч-оф-но-Гранд (рис. 10), начинается на шельфе, пересекает материковый склон и затем продолжается на дне Бенгальского залива. Верховье каньона далеко (на 80 миль) вдается в пределы шельфа, так что вершина каньона находится от края дельты Ганга на расстоянии 16 миль. Каньон в пределах шельфа представляет узкую глубокую депрессию с широким (до 4 миль) дном. Поперечный профиль каньона, как и у каньона Инда, V-образный. Ширина каньона на шельфе составляет обычно 7–8 миль, а глубина возрастает к краю шельфа до 1300 м. Ось каньона расположена под углом 45° к краю шельфа. Отмечается хорошее совпадение в простирации вершины каньона и направлении ближайших разломов суши. Это обстоятельство, а также значительная крутизна (до 12°) склонов каньона, имеющих, по-видимому, сбросовое происхождение, позволяют говорить о тектоническом происхождении первичной депрессии каньона Ганга. Формирование современного рельфа каньона происходит и происходит под влиянием экзогенных процессов — накопления и перемещения осадочного материала главным образом супензионными потоками и оползнями, о чем свидетельствуют записи профилографа и эхолота, на которых видны

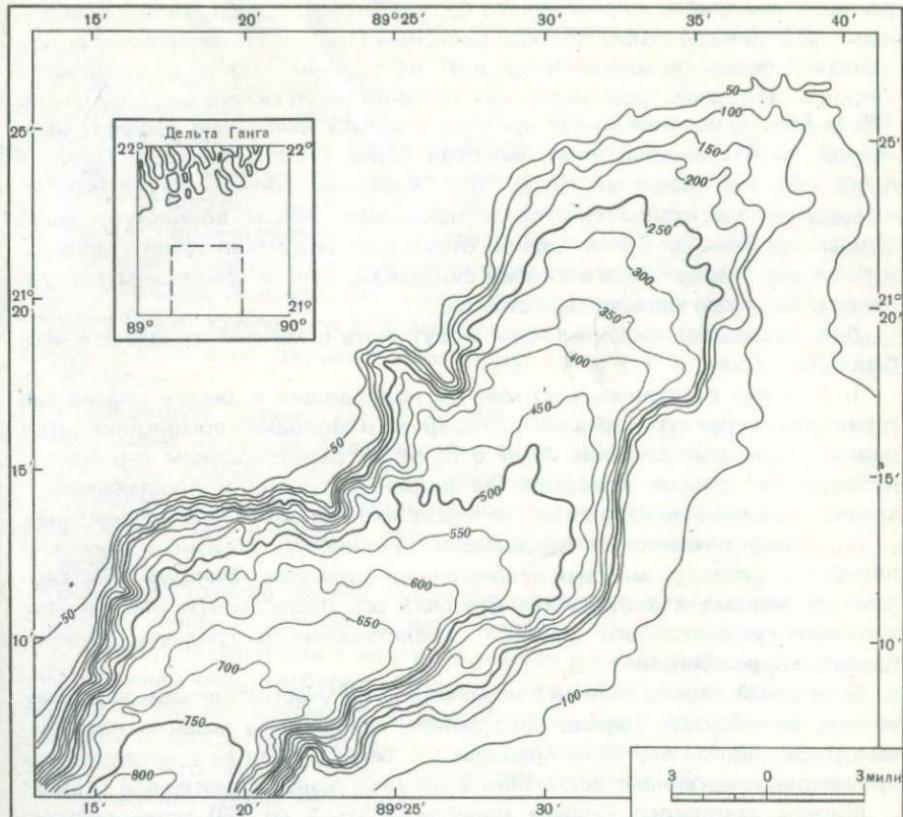


Рис. 10. Батиметрическая карта каньона Ганга (Shepard, Dill, 1966). Глубины в фарватерах

оползневые террасы, и верховые каньоны, и прирусловые валы близ подножия материкового склона.

В северо-восточной части Бенгальского залива подводная окраина Азиатского материка располагается вдоль берега Бирмы, представляя в соответствии с очертаниями берега плавно изогнутую дугу, направление которой меняется от юго-восточного до меридионального, сливаясь на юге со склонами внешнего хребта Зондской дуги, граница с которым проводится около северного окончания Андаманского хребта, через седловину прохода Южный Препарис ($14^{\circ}, 5$ с.ш.).

Материковая отмель в связи с сильной изрезанностью западного берега Бирмы и обилием островов и скал характеризуется преобладанием сложного расчлененного рельефа, но около края поверхность отмели становится более ровной. Ширина отмели, включая острова, колеблется от 60 до 15 миль, уменьшаясь в целом с севера на юг. На юге у самого края отмели располагается банка Джуванита (16° с.ш.) и о-в Препарис (15° с.ш.).

Материковый склон около западного берега Бирмы представлен уступом, высота которого увеличивается к югу от 1000 до 2500 м. Местами склон и край шельфа прорезают подводные долины. Две такие долины

расположены около юго-западного берега Бирмы и одна — около о-ва Мануанг ($18^{\circ}5$ с.ш.). Близ прохода Северный Препарис материковый склон обладает более сложным профилем: на глубине 900 м располагается широкая (10 миль) ровная ступень. Верхний уступ склона высотой около 700 м близ основания имеет прямой, а вверху выпуклый профиль крутизной до 6° . Нижний уступ высотой более 1700 м обладает прямым профилем, крутизной от 10 до 20° . Подножие нижнего уступа материкового склона резко сменяется пологонаклонным волнистым дном Зондского желоба. Почти полное отсутствие аккумулятивного шельфа у подножия материкового склона свидетельствует о небольшом поступлении осадочного материала со склона.

Для подводной окраины Азии могут быть отмечены следующие особенности.

1. В связи с различным строением подходящих к берегу океана материковых структур (древние платформы и молодые геосинклинальные пояса) подводная окраина Азии отличается разнообразным строением: наблюдаются резкие колебания ее ширины, высоты и простирания, а также изменение морфологии, интенсивности и характера расчленения.

2. Шельф в основном представляет волнистую абразионно-аккумулятивную равнину, местами осложненную холмами, банками или скалами. В заливах и около устья крупных рек наблюдаются участки эрозионно-аккумулятивного рельефа, представленного грядами, валами, бороздами, ложбинами и т.д.

Биогенный рельеф занимает незначительные участки шельфа, за исключением южной части Персидского залива, где широко развиты коралловые рифы. Здесь же, близ Аравийского берега, в связи с интенсивным процессом хемогенного осаждения в лагунах развит хемогенный рельеф.

Ширина азиатского шельфа колеблется от 1 до 250 миль, глубина края обычно составляет 120—150 м, уменьшаясь местами до 60 м или увеличиваясь до 240 м; встречаются также небольшие участки погруженного до 260—400 м шельфа.

3. Материковый склон большей частью представлен простым уступом крутизной обычно $10-15^{\circ}$, но местами положе (до 6°) или круче (до 30°), и высотой 2—3 км с отклонениями до 400 и 4200 м. Встречаются склоны со ступенчатым и выпукло-вогнутым профилем, а также осложненные продольными грядами, горами, долинами и каньонами.

4. Расчленение склона долинами и каньонами бывает очень интенсивным. Наряду с небольшими долинами, прорезающими склон на несколько десятков метров в глубину и на сотни метров в длину, имеются каньоны (Инд, Ганг, Тринкомали) относительной глубиной до 1,5 км и длиной в десятки километров.

3. Зондская островная дуга

Зондская дуга относится к одному из сложнейших по морфологии и строению участков Земли, расположенному в районе стыка двух крупных складчатых поясов — Средиземноморского и Тихоокеанского. В пределы Индийского океана входит лишь окраина данного района — внешняя

часть Зондской дуги. Зона перехода на Азиатский материк описана подробнее, чем восточная часть, потому что последняя по морфологии, строению и развитию более тесно связана с индонезийскими морями, которые относятся уже к Тихому океану и в работе не рассматриваются.

Зондская дуга — одна из крупнейших на Земле — протянулась от Бирмы до Новой Гвинеи почти на 3000 миль. На севере структуры дуги переходят в материевые структуры альпийского геосинклинального пояса, а на востоке подходят к подводной окраине Австралии, повернув к северу, оканчиваются в пределах Восточно-Индонезийских морей.

Северный участок Зондской дуги включает котловины Андаманского моря, внешний Андаманский хребет и прилежащую к нему часть Зондского желоба. Кроме того, в Андаманском море располагается небольшой участок подводной окраины Азиатского материка — шельф и материевый склон.

Наибольшую ширину (от 85 до 200 миль, включая залив Мартабан) шельф имеет на севере Андаманского моря. Поверхность шельфа здесь ровная или слегка волнистая. Прибрежная часть шельфа шириной от 45 миль на западе до 140 миль на востоке характеризуется глубинами менее 50 м, что связано с обильным выносом осадочного материала р. Иравади.

Вдоль восточного берега моря шельф имеет одинаковую ширину (100–120 миль) и состоит из двух частей — прибрежной и внешней. Последняя в направлении к югу погружается и расширяется до 100 миль, а прибрежная часть, наоборот, становится уже, и близ входа в Малаккский пролив ее ширина составляет около 20 миль. Край прибрежной отмели выражен плавным перегибом дна, расположенным на глубине 100 м. Край внешнего шельфа тоже представлен плавным перегибом дна, находящимся на глубине 350–500 м.

Поверхность внутренней части шельфа сильно расчленена, что связано с наличием многочисленных островов и скал, образующих архипелаг Мергуи. Поверхность внешнего шельфа более ровная, однако и здесь встречаются отдельные скалы или группы скал. Например, у самого края внешнего шельфа (10° с.ш.) располагается банка Ро (11 м), а ближе к берегу имеется еще несколько банок (Хекфард, Корал и др.).

Малаккский пролив формально относится к Тихому океану, но фактически почти полностью расположен на мелководье, которое составляет единое целое с шельфом Андаманского моря. В северо-западной, наиболее широкой части залива преобладает выровненная или слабо волнистая поверхность, и лишь у самого края отмели встречаются расчлененные участки. Сильно расчлененное дно развито вдоль берега п-ова Малакка вследствие наличия многочисленных скал, расположенных на глубинах менее 20 м. Однако некоторые скалы отстоят от берега далеко, на гораздо больших (до 70 м) глубинах. Так, о-в Перах, скала высотой (над уровнем моря) 85 м, находится в 60 милях от берега, т.е. почти посередине пролива.

В юго-восточной, более узкой части Малаккского пролива развит специфический эрозионно-аккумулятивный рельеф, представляющий сочетание длинных валов, гряд и разделяющих их ложбин, вытянутых

вдоль пролива, и более коротких валов, расположенных поперек пролива. Образование подобного рельефа связано с деятельностью сильных приливо-отливных течений. Ширина валов составляет около 0,5–1,5 мили, а ширина разделяющих их ложбин 1–2 мили. Высота валов над дном прилежащих ложбин достигает 30 м. На поверхности больших валов развиты мелкие симметричные волны [Keller, Richards, 1967].

Материковый склон в Андаманском море представлен сравнительно невысоким (1–2 км) уступом. В северной части моря склон расположен широтно, высота его увеличивается с запада на восток от 500 до 1500 м. В северо-восточном углу котловины Андаманского моря расположен каньон Мартабан [Rodolfo, 1969]. Начинается каньон на внешнем шельфе, образуя ветвящуюся систему из пологих ложбин (рис. 11). В верхней части склона каньон представляет V-образную депрессию глубиной до 700 м. В нижней части склона глубина врезания каньона постепенно уменьшается и он превращается в узкое (1 км) неглубокое (40 м) русло, которое неподалеку от подножия материкового склона исчезает.

Восточный меридиональный участок материкового склона имеет выпукло-вогнутый профиль и высоту около 1700 м в северной части (12° с.ш.) и более 2000 м – в южной. Угол наклона в средней, более крутой части склона составляет около $4-5^{\circ}$. Местами на склоне встречаются ступени. Наиболее крупная ступень расположена на глубине 1300 м у входа в Малаккский пролив, в районе стыка материкового и островного склонов. С внешней стороны ступень отгорожена невысоким (около 350 м) валом, благодаря которому осадки, поступающие на ступень, задерживаются и образуют плоскую субгоризонтальную равнину. В верхнем слое осадков отмечена слоистость, а на склонах – признаки оползней и супензионных потоков.

Дно котловины Андаманского моря может быть разделено на две части: западную и восточную (рис. 12). Первая представлена сложно расчлененной депрессией, протянувшейся от подножия материкового склона до Никобарского пролива на юге. Средняя, наиболее глубокая (глубже 3500 м) часть депрессии, расположенная между 8 и 10° с.ш., разделена высокими (до 1200 м) меридиональными хребтами на три части. К западному желобу, называемому Андаманским, приурочена максимальная глубина моря 4248 м. Дно западного и восточного желобов хорошо выровнено, а среднего неровное. Склоны Андаманского желоба крутые, причем крутизна увеличивается сверху вниз от 15° на глубине 2–3 км до 30° на глубине 3–4 км.

Восточная половина Андаманской котловины представляет широкую ступень (около 150 миль на севере и 90 миль на юге) с ровной или слегка расчлененной поверхностью. Вдоль западного края протягивается система меридиональных поднятий – небольших горных хребтов, являющихся, по-видимому, продолжением внутреннего хребта Зондской дуги. Северный хребет (между 11 и 14° с.ш.) представляет широкое (45–75 миль) поднятие длиной около 170 миль, примыкающее к подножию материкового склона Азии. Поверхность хребта сильно расчленена, и глубины над ней колеблются от 1500 до 2100 м. Кроме того, над хребтом поднимаются отдельные вулканические горы, вершины

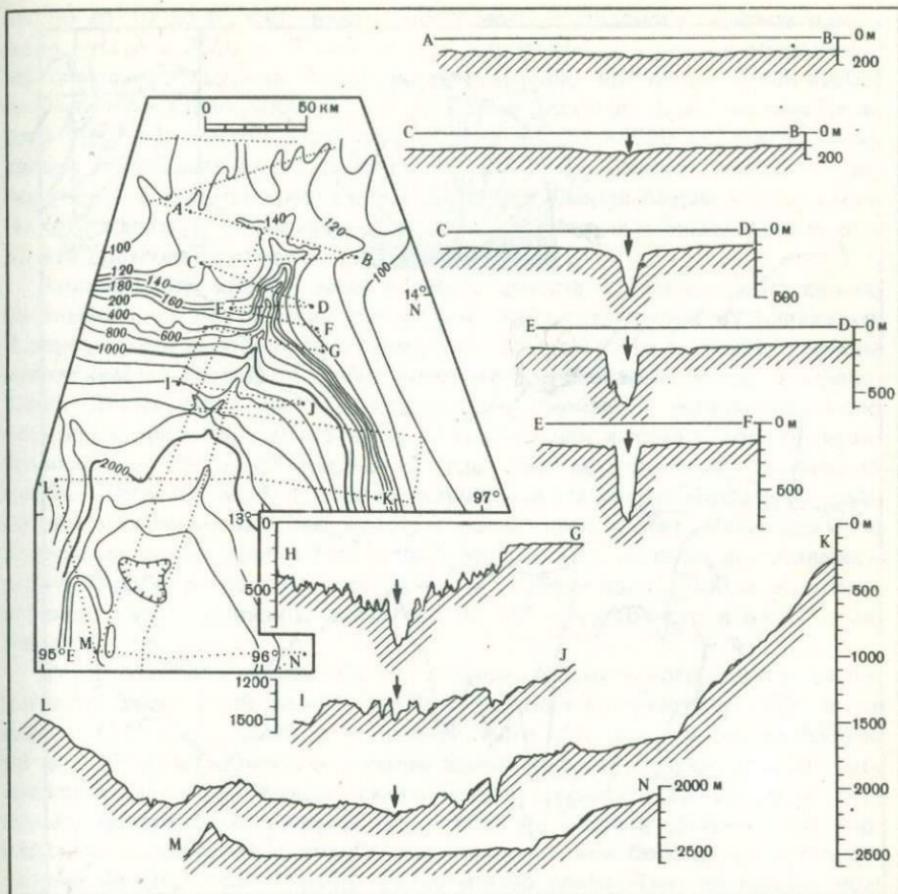
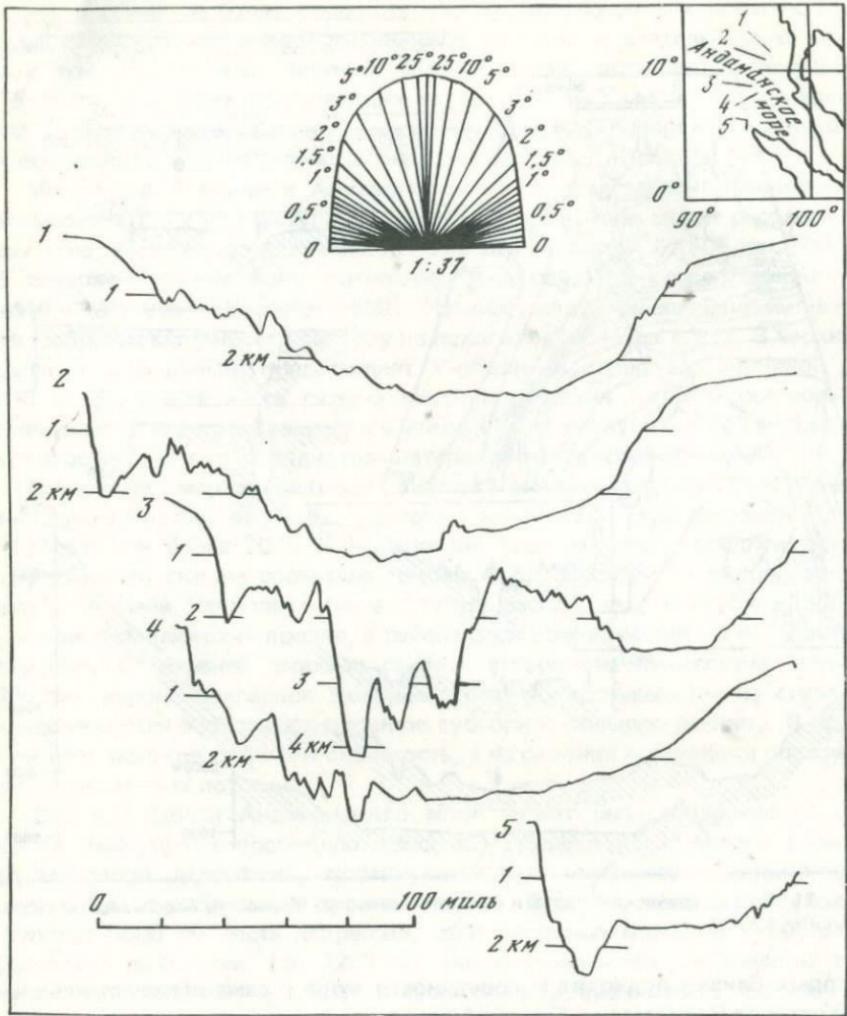


Рис. 11. Батиметрическая карта и профили каньона Мартабан, Андаманское море (Rodolfo, 1969а)

которых близко подходят к поверхности моря и даже образуют небольшие острова Наркомдан и Баррен-Айленд.

В середине котловины, в 60 милях к югу от северного хребта, располагается второй подводный хребет, длиной 110 миль, шириной 50 миль. Относительная высота хребта около 1500 м, но отдельные вершины поднимаются почти на 2000 м, так что наименьшая глубина над ними составляет 700 м. Поперечный профиль хребта асимметричный: его западный склон прямой и крутой (5°), а восточный — пологий ($1^{\circ}, 5$) и расчлененный. К северу от хребта дно котловины между хребтами и подножием материкового склона представляет наклонную равнину с волнистой или слегка расчлененной поверхностью. Между северным и средним хребтами равнина имеет наиболее ровную, почти плоскую поверхность.

Северный участок внешнего хребта Зондской дуги поднимается над водой, образуя цепочку Андаманских и Никобарских островов. Длина



Р и с. 12. Профили дна Андаманского моря

данного хребта, называемого Андаманским, составляет около 550 миль. Ширина хребта (на уровне дна Андаманской котловины) меняется от 50 миль на севере до 140 миль в середине (на 10° с.ш.) и около 100 миль на юге у о-ва Большой Никобар. Вследствие того, что глубина Зондского и Андаманского желобов, протянувшихся вдоль западного и восточного подножий Андаманского хребта, различна, отличается, иногда значительно, относительная высота противоположных склонов хребта. Так, около прохода Южный Препарис высота западного склона Андаманского хребта достигает 2800 м, а восточного — всего 500–1000 м. В районе о-ва Южный Андаман западный склон также выше (3800 м), чем восточный (2670 м). Однако в средней части Андаманского хребта, при-

мерно от 10 до 9° с.ш., высота восточного и западного склонов одинакова — около 3500 м. В районе о-ва Кар-Никобар, там, где обнаружена максимальная глубина Андаманского желоба, восточный склон хребта оказывается выше (4000 м), чем западный (3500 м). В районе о-ва Большой Никобар высота западного склона хребта (4800 м) снова значительно превышает высоту восточного (3000 м). Следует учесть, что относительные высоты хребта около островов Южный Андаман и Большой Никобар даны от подножия до вершины острова, а в остальных случаях до края островной отмели.

Андаманский хребет имеет сложный рельеф. Склоны хребта сильно расчленены, и по рельефу восточный склон отличается от западного. В первую очередь это связано с тем, что в средней части восточного склона протягивается хребет, на гребне которого располагается банка Инвизибл-Бэнк. Длина этого хребта (называемого Инвизибл) составляет около 150 миль, ширина — до 25 миль, относительная высота в районе банки Инвизибл — около 2000 м, на 10° с.ш. 1300 м, а у южного окончания хребта всего 700 м. В последнем случае высота хребта определена относительно ступени, на краю которой расположен хребет. Фактически же восточный склон хребта Инвизибл продолжается вниз до дна Андаманского желоба, расположенного здесь на глубине более 4000 м. Крутизна склонов хребта Инвизибл достигает 10–15° у восточного и 5–10° у западного.

Между хребтом Инвизибл и склоном Андаманского хребта располагается межгорный желоб, глубина которого составляет 1000 м на севере (12° с.ш.), 3200 м в средней части (10° с.ш.) и около 2000 м на юге (9° с.ш.). Южное окончание хребта Инвизибл между 9 и 10° с.ш. отделено от склона Андаманского хребта широкой (20–25 миль) ступенью, поверхность которой расчленена глубокими депрессиями. По-перечное расчленение в виде глубоких долин или борозд на восточном склоне Андаманского хребта представлено слабо. Так, на продольном галсе, проходившем от середины о-ва Южный Андаман до о-ва Кар-Никобар, сравнительно небольшие долины (150–250 м относительной глубины, 1–2 мили ширины) встречены на небольшом по протяженности (около 15 миль) участке юго-восточного склона о-ва Малый Андаман. На всем остальном протяжении профиль представляет плавно изгибающуюся линию. Около Никобарских островов восточный склон Андаманского хребта расчленен в верхней части более крупными долинами.

В связи с таким сложным рельефом крутизна восточного склона Андаманского хребта резко меняется. Имеющиеся профили показывают, что около северного окончания хребта наибольшую (10°) крутизну приобретает верхняя часть склона от края отмели до 500 м. В средней части около о-ва Кар-Никобар восточный склон хребта имеет сложный ступенчатый профиль. Верхний уступ склона обладает сначала выпуклым, а глубже прямым профилем. Поэтому наибольшую крутизну (10°) склон имеет на глубине примерно 1–2 км. После ступени нижний уступ склона достигает крутизны 15°. Около южной оконечности о-ва Большой Никобар верхняя, наиболее крутая часть склона наклонена над углом 20–30°.

Характерной особенностью западного склона Андаманского хребта является наличие широких ступеней и крупных поперечных депрессий. Так, на двух профилях в районе о-ва Малый Андаман средняя и нижняя части склона хребта расчленены поперечными желобами (долинами). На южном профиле примерно на глубине 1500 м выделяется ступень, поверхность которой также расчленена. У подножия склона на одном профиле записан небольшой шлейф, а у второго между склоном и дном желоба имеется резкая граница в виде четкого перелома поверхности дна.

На профиле, проходящем вдоль западного склона Андаманского хребта, хорошо видно поперечное расчленение склона, обусловленное развитием борозд, долин, желобов, а также выступов самого склона. Относительная глубина врезания наиболее крупных депрессий достигает 900 м.

Южная часть внешнего склона Андаманского хребта имеет ступенчатый профиль. Ступень вдоль Никобарских островов представляет часть более обширной ступени, расположенной на гребне внешнего хребта против северо-западной оконечности о-ва Суматра. Поверхность ступени имеет расчлененный рельеф, что связано с наличием узких гребней, хребтов и разделяющих их депрессий. Поэтому глубины в ее пределах могут колебаться от 500 до 2000 м, хотя в среднем глубина ступени составляет около 1,5 км. Ширина ступени возрастает от 30–40 миль против северо-западной части Никобарских островов до 50–60 миль в районе Никобарского пролива. Против пролива вдоль самого края ступени протягивается небольшой хребет длиной около 80 миль. Гребень его характеризуется глубинами около 900 м, хотя некоторые вершины поднимаются почти на 400 м выше.

Склоны внешнего хребта около Никобарских островов имеют небольшое поперечное расчленение. Нижняя часть склона хребта от края ступени спускается прямо ко дну Зондского желоба, расположенному на глубине 3500–4300 м. Нижний уступ крутизной до 15° расчленен долинами и бороздами, осложнен отдельными поднятиями и горами.

Гребень Андаманского хребта представляет собой сочетание надводных вершин (Андаманских и Никобарских островов), плоских мелководных равнин (островных отмелей и банок) и седловин проливов, расположенных на различной глубине. Андаманские острова представляют сравнительно невысокие (732 м – о-в Северный Андаман, 511 м – о-в Средний Андаман, 460 м – о-в Южный Андаман и 127 м – о-в Малый Андаман) горы и холмы. Некоторые из островов имеют вулканическое происхождение. Все острова расположены на одной островной отмели длиною 260 миль и шириной от 15–20 до 55 миль. Поверхность отмели представляет сочетание ровных и расчлененных скалистых участков. Скалы преобладают у берегов гористых островов, но местами встречаются и далеко от берега даже у самого края отмели. Вдоль западного края отмели на значительном (до 20 миль) удалении от берегов островов располагаются мелководные банки, представляющие собой коралловые рифы. Коралловые рифы встречаются также и вдоль восточных берегов Андаманских островов. У западного края островной отмели около Кокосового пролива, судя по профилю "Витязь", также имеется не-

большое (около 8 м) поднятие дна, которое, очевидно, создано кораллами.

Никобарские острова представляют сочетание гористых, холмистых и низменных островов и небольших скал, высота которых увеличивается с севера на юг, достигая у о-ва Большой Никобар 642 м. Отмель вокруг Никобарских островов разделена на четыре части. Наиболее северный участок окружает о-в Кар-Никобар, следующий — маленький островок Батти-Малв. Наиболее сложная по конфигурации отмель окружает острова Тересса, Камарта, Катчалл и др. Южный участок объединяет острова Малый и Большой Никобар. Край отмелей около о-ва Большой Никобар представлен переломом дна, расположенным на глубине 50—70 м. На отмели вокруг Никобарских островов также широко развиты коралловые рифы.

Наиболее глубоко гребень Андаманского хребта опускается в проходах Южный Препарис (470 м) и Десятого Градуса (800 м), а также в Никобарском проливе (1200 м). В проливах между Никобарскими островами глубина седловин хребта значительно меньше — около 200 м.

Севернее 6° с.ш. дно Зондского желоба представляет сравнительно слабо выраженную в рельфе пологую депрессию со слегка волнистой аккумулятивной поверхностью. Окончание Зондского желоба располагается у подножия материкового склона Бирмы, почти на 17° с.ш., т.е. значительно севернее окончания самой островной дуги. При этом дно желоба полого опускается к югу от 2500 до 4300 м. Правда, западнее Никобарского пролива на дне желоба есть глубина около 4700 м, которая, вероятно, приурочена к небольшой котловине. Ширина дна Зондского желоба уменьшается от 30—40 миль около Андаманских островов до 15 миль западнее Никобарского пролива. Местами (на 12 и 10° с.ш.) на дне желоба встречаются русла подводных долин глубиной до 100 м и шириной до 2—3 миль. По морфологии и размерам они очень похожи на долины Бенгальского залива и, по-видимому, как и те, образованы суспензионными потоками.

Средняя часть Зондской дуги, расположенная в районе островов Суматра и Ява, причленилась к подводной окраине Азиатского материка. Поэтому здесь в рельфе выражены структуры, относящиеся к внешней части дуги: глубоководный желоб, внешний хребет, межгорный желоб и склон внутреннего хребта (рис. 13, см. вкл.).

На о-ве Суматра внутренний хребет дуги представляет вулканическое сооружение, северо-западное окончание которого уходит под воду, образуя два отрога, к гребню которых приурочены небольшие острова, скалы и банки, находящиеся от берега на расстоянии до 45 миль. Северный склон хребта, скрытый водами Малаккского пролива и Андаманского моря, представляет крутой уступ, на востоке имеющий широтное, а затем северо-западное простиранье. Местами склон хребта расчленен небольшими долинами. Подножие склона плавно переходит в ровную поверхность обширной ступени материкового склона, расположенной у входа в Малаккский пролив. В верхней части уступа находится узкая (1—3 мили) ступень — островная отмель.

Вдоль юго-западного берега Суматры протягивается в виде непрерывной полосы слабо наклонная мелководная ступень — островная отмель шириной от 5 до 50 миль. Там, где отмель о-ва Суматра соединяется с отмелями островов, расположенных на гребне внешнего хребта, ширина всей отмели возрастает до 70—80 миль. Глубина отмели небольшая, потому что изобата 60 м часто проходит близ ее края. Вдоль края отмели располагаются банки, мели, представляющие коралловые рифы. Последние особенно многочисленны в средней части отмели Суматры, против островов Ниас и Ментавай. Много мелей, скал и рифов встречается и на самой отмели, а также вокруг островов, расположенных на узких перешейках, соединяющих отмели Суматры и островов внешнего хребта дуги. Склон Суматры, так же как и межгорный желоб, двумя высокими порогами разделен на три части, соответствующие желобам Сималур, Ниас и Ментавай. В пределах желоба Сималур склон о-ва Суматра представляет простой, слегка изогнутый в плане уступ длиной 300 миль. Относительная высота склона уменьшается к юго-востоку от 2500 до 1000 м. В желобе Ниас склон Суматры оказывается коротким (около 100 миль), как и сам желоб. Сначала склон имеет юго-восточное простиранье, но затем против залива Тапанули поворачивает к югу. Высота склона составляет около 500—400 м. Юго-восточная половина склона Суматры длиною более 500 миль располагается в пределах желоба Ментавай. Преобладающее направление склона юго-восточное. Высота склона меняется от 1500 м на северо-западе до 800 м в средней части и более 2000 м на юго-востоке, близ Зондского пролива. Местами склон расчленен подводными долинами, вершины которых пересекают край отмели.

В Зондском проливе юго-восточный склон Суматры имеет сложный рельеф, что связано с погружением под воду горных отрогов внутреннего хребта Зондской дуги. Берег расчленяют заливы Семанка и Лампунг. В первом подводные склоны круто (10°) уходят на глубину более 500 м, а второй приурочен к отмели. Глубокий желоб залива Семанка, постепенно расширяясь, поворачивает к югу и на глубине около 1500—1700 м выходит на внешний склон внутреннего хребта дуги. Вдоль оси желоба располагается цепочка гор, вершины которых образуют о-в Табуан и банки с глубинами от 100 до 45 м. Отмель о-ва Суматра, продолжаясь к юго-востоку от залива Лампунг, соединяется в середине Зондского пролива с отмелю о-ва Ява. У края отмели, выраженного перегибом дна на глубине 140 м, располагаются небольшие острова, и в том числе о-в Кракатау, представляющий действующий вулкан. Граница между островной и материковой отмелями в Зондском проливе проводится через о-в Темпуранг по линии, соединяющей северо-восточное подножие горных хребтов Суматры и Явы.

Межгорный желоб около о-ва Суматра состоит из трех частей — желобов Сималур, Ниас, Ментавай. Дно желоба Сималур представляет плоскую аккумулятивную равнину шириной до 25 миль, глубина которой возрастает к Никобарскому проливу от 1000 до 2700 м. Максимальная глубина Сималурского желоба — 2702 м. Дно среднего желоба (Ниас) представляет аккумулятивную равнину размером 25 на 60 миль, рас-

положенную на глубине около 600 м. От юго-восточной оконечности желоба протягивается в южном направлении узкое (около 10 миль) ущелье с очень крутыми высокими (400 м) склонами. Дно ущелья располагается в основном на глубине 430—470 м, за исключением одной небольшой впадины глубиной до 675 м. Через глубокую (более 400 м) седловину ущелье открывается на юго-западный склон внешнего хребта. Желоб Ментавай имеет широкое (60—50 миль) дно на северо-западе и более узкое (35 миль) в середине и на юго-востоке. Глубина желоба меняется от 1759 м на северо-западе до 936 м в середине и 2340 м на юго-востоке.

Внешний хребет Зондской дуги против о-ва Суматра называется Ментавай — по названию островов, расположенных на гребне этого хребта. Внутренний склон хребта Ментавай разделен на три части. Северо-западный участок склона (высотой от 1700 до 1000 м и крутизной около 10°) протягивается примерно на 250 миль. Средний участок (длиной около 70 миль) представляет крутой уступ высотой (включая и сам остров) 900—1400 м. Юго-восточный участок внутреннего склона хребта Ментавай самый длинный — около 500 миль. Наибольшую высоту (700—1000, а с островами и до 1300 м) и крутизну склон имеет на северо-западе, около островов Ментавай. Юго-восточная оконечность хребта становится ниже и резделается глубокими седловинами на два крупных массива. Один из них поднимается над водой, образуя о-в Энгано, а другой представляет подводную гору с минимальной глубиной 750 м, расположеннную у самого окончания хребта Ментавай.

На гребне хребта Ментавай расположены острова Сималур, Ниас, Ментавай, Энгано и др. Наиболее высоким является о-в Ниас — 886 м; остальные острова поднимаются над водой на несколько десятков метров. Острова окружены отмелами, ширина которых колеблется от 10 до 1 мили и менее. Как правило, вдоль северо-восточного берега островов отмели значительно уже (3—1 мили и меньше), чем вдоль внешней стороны (10—5 миль и редко меньше). Это связано со значительной крутизной северо-восточных склонов хребта Ментавай, подходящих к самому берегу, а также с тем, что юго-западные берега островов подвержены более интенсивному воздействию океанских волн, с абразионно-аккумулятивной деятельностью которых связано образование более широких отмелей. Между островами располагаются седловины, глубина которых обычно не превышает 200 м, и лишь некоторые седловины имеют значительную глубину (в проливе Большом, между о-вом Ниас и островами Бату, более 400 м, северо-западнее о-ва Энгано около 800—900 м).

Северо-западнее о-ва Сималур гребень внешнего хребта расширяется, опускается глубже и образует сильно расчлененную поверхность, которую можно рассматривать как широкую (70—80 миль) ступень со сложным гористым рельефом. Амплитуда колебания глубин против северо-западной оконечности о-ва Суматра составляет 500, а иногда 1000—1500 м. Отдельные вершины поднимаются при этом до глубины 1000—500 м, а около Никобарского пролива — до 230 и даже 45 м. Данная ступень располагается в среднем на глубине 1500—1700 м, что соответ-

ствует глубине ступени около Никобарских островов. По-видимому, эти ступени представляют единую уровенную поверхность, протянувшуюся до прохода Десятого Градуса. Севернее этого пролива, около о-ва Малый Андаман, примерно на глубине 1700 м располагается небольшая, сильно расчлененная ступень, представляющая, возможно, продолжение ступени Никобарских островов. К западу от средней части Андаманских островов ступень на склоне хребта отсутствует и снова появляется лишь у северного окончания внешнего хребта на глубине около 900 м.

Внешний юго-западный склон хребта Ментавай составляет единое целое со склоном Зондского желоба, который против о-ва Суматра представляет крутой расчлененный уступ. Относительная высота, крутизна и характер расчленения склона несколько меняются от места к месту. Так, в районе Никобарского пролива склон образует два крутых (до 20–30°) уступа, разделенных ступенью шириной 5–7 миль. Поверхность этой ступени сильно расчленена, так что глубина в ее пределах меняется от 2800 до 3300 м. Высота всего склона составляет около 2500 м. Около о-ва Ниас профиль склона сложнее: помимо небольших ступеней склон осложнены невысокие (100–300, изредка до 700 м относительной высоты) гребни или неглубокие (десятка – первые сотни метров) борозды. Крутизна отдельных уступов склона значительная, 20–30° и более. Наклон всего склона в общем увеличивается сверху вниз, так что нижняя часть склона наиболее крутая. У подножия склона обычно располагается небольшой аккумулятивный шлейф. Высота склона составляет около 5000–5200 м до отмели о-ва Ниас и почти 6000 м до вершины острова.

Против о-ва Мега (4° ю.ш.) склон расчленен еще значительно, так что на профилях, пересекающих склон под углом 45°, видно непрерывное чередование острых поднятий и узких депрессий. Лишь верхняя часть склона от 1000 до 1500 м представляет прямой крутой (20°) уступ. У самого подножия склона также располагается невысокий (200–400 м), но крутой (20–30°) уступ, образующий резкий угол с дном желоба.

Около Зондского пролива склон желоба разделяется ступенью на две части. Верхний уступ представляет склон хребта Ментавай, который имеет здесь сравнительно простой, слегка ступенчатый профиль. Высота склона около 2 км, крутизна порядка 3°, хотя отдельные уступы наклонены до 5–10°. Ступень имеет ширину около 20 миль. Ее поверхность расчленена, вследствие чего глубины колеблются от 2400 до 2800 м. Нижняя часть склона, высотой почти 4 км, расчленена больше, чем верхняя. На профиле видны узкие поднятия и депрессии, обусловливающие изменение глубин на склоне на 100–200 и даже до 650 м. Крутизна склона меняется в широких пределах, возрастая на уступах до 20°.

Дно Зондского желоба против о-ва Суматра представляет аккумулятивную, слегка наклонную равнину с плоской или пологоволнистой поверхностью. Глубина желоба увеличивается от 4300 м против Никобарского пролива до 6500–6760 м против Зондского пролива. Ширина дна желоба меняется в пределах 15–20 миль и лишь около Зондского пролива уменьшается до 5 миль. Местами на дне желоба, по-видимому,

встречаются небольшие замкнутые котловины относительной глубиной до 500 м, которые защищены от заполнения осадками.

Следующий участок Зондской дуги включает о-в Ява и западную часть Малых Зондских островов до о-ва Флорес. Вдоль берега Явы протягивается узкая полоска отмели — слегка наклонной ступени. Ширина ее 5—10 миль, но местами, главным образом против бухт, она расширяется до 20—25 миль. Около западного и восточного концов острова ширина отмели сокращается до 1 мили и менее. Около м. Лаяр, западной оконечности Явы, край отмели выражен перегибом дна с небольшим поднятием у самого края отмели, которое представляет порог в проливе между островами Ява и Панайтан. Глубина над гребнем порога равна 50 м. На 109° в.д. край отмели о-ва Ява представлен плавным перегибом дна, начинающимся на глубине 130 м, а оканчивающимся на глубине 230 м. Отмель Малых Зондских островов имеет незначительную (1—5 миль) ширину и только против бухт и в мелководных проливах расширяется до 40—50 миль. Край отмели сильно изрезан, что отчасти связано со значительной расчлененностью береговой линии.

Склон внутреннего хребта Зондской дуги вдоль о-ва Ява представляет крутой уступ, опускающийся ко дну продольного Балийского желоба. У западного окончания Явы (между 106 и 105° в.д.) понижение склона внутреннего хребта приурочено к ступени, расположенной на глубине 1500—2000 м. Верхняя часть склона до глубины 1000—1500 м представляет крутой (до 30°) уступ с прямым профилем, а нижняя — более пологую (2°), слегка расчлененную поверхность. В средней части Явы (108°,5 в.д.) склон высотой 3400 м имеет слабо расчлененную, слегка выпуклую поверхность, наклоненную в целом под углом 5° и лишь в самом верху имеющую наклон около 10°. Подножие склона представлено четким перегибом поверхности дна, находящимся на глубине 3550 м. Около 110° в.д. склон Явы имеет выпуклый поперечный профиль. Крутизна склона увеличивается до 10°. У основания склона на глубине 3000 м находится ступень с расчлененной поверхностью. Подножие самого склона представлено переломом дна, расположенным на глубине 3330 м; так что общая высота склона до края отмели составляет 3200 м. Близ восточной оконечности Явы склон высокий (3750 м), прямой и более пологий (около 3°). Подножие склона представлено переломом поверхности дна на глубине 3870 м. Около пролива Ломбок поперечный профиль склона близок к прямому, лишь в верхней части есть небольшая наклонная ступень. Угол наклона всего склона около 3°, а верхнего уступа 10°. Высота склона более 4000 м.

В восточной половине о-ва Ява склон, как это видно на профилях, интенсивно расчленен долинами и каньонами, расположенными против проливов (Бадунг) и бухт островов Бали и Ява. Большинство долин и каньонов имеют V-образный профиль, высоту стенок до 800—1100 м и ширину 5—7 миль.

Балийский желоб протянулся на 800 миль от западной оконечности Явы до о-ва Сумба. Дно желоба двумя невысокими (около 500 м) седловинами (110,5 и 113° в.д.) делится на три части, в пределах которых развиты плоские субгоризонтальные равнины. В западной части желоба,

против середины Явы, равнина имеет ширину 30 миль и глубину 3350—3560 м, а местами до 3865 м. На поперечных профилях равнина горизонтальная; небольшой наклон отмечается вдоль желоба к середине равнини. В средней части желоба равнина узкая: ее плоская часть имеет ширину 5 миль, а вместе с наклонными равнинами — около 15 миль. Глубина равнини 3600—3740 м. В восточной половине Балийского желоба против островов Бали, Ломбок и Сумбава плоская равнина имеет наибольшие размеры: ее ширина против пролива Ломбок составляет около 40 миль, глубина 3900—4400 м. Отмечается ясно выраженный наклон поверхности равнини к югу, к подножию внешнего хребта, у которого расположена и наибольшая глубина Балийского желоба 4952 м.

Внешний Балийский хребет, как и одноименный желоб, протянулся почти на 900 миль. Высота хребта над дном Балийского желоба составляет 1000—1500, иногда 2000 м, а высота отдельных вершин — 2700 м. Ширина хребта на уровне дна межгорного желоба равна 40—60 милям. Поперечный профиль внутреннего склона хребта бывает прямым, вогнутым и ступенчатым. Крутизна склона поэтому меняется от нескольких десятков минут на ступенях до 20° и более на уступах, в среднем составляет $4-10^{\circ}$.

Вершинная поверхность Балийского хребта бывает то узкая, то широкая (40 миль). В последнем случае она состоит из двух-трех узких гребней относительной высотой 500—800 м. Над хребтом поднимаются отдельные высокие (1000 м и более) вершины, к которым приурочены наименьшие глубины Балийского хребта: 713, 732, 885 м и более.

Юго-западный склон Балийского хребта представляет единое целое со склоном Зондского желоба. Против Зондского пролива отсутствует внешний хребет Зондской дуги, вследствие чего средняя часть склона на глубине 1—3,5 км представляет пологую расчлененную ступень. Глубже начинается крутой ($7-10^{\circ}$) уступ высотой около 2—3,5 км. Создается впечатление, что район Зондского пролива, место четкого изменения направления всех элементов Зондской дуги (обоих хребтов, межгорного и Зондского желобов), оказался тем небольшим участком, в пределах которого оба хребта дуги оказались морфологически разорванными. На месте внутреннего хребта дуги расположены глубокая седловина (Зондский пролив), а на месте внешнего хребта — пологая ступень.

Против о-ва Ява склон Зондского желоба становится очень крутым и высоким. Крутизна склона в целом составляет $6-20^{\circ}$, а отдельные уступы наклонены под углом $30-40^{\circ}$. Высота склона от гребня Балийского хребта до дна Зондского желоба составляет 3000 м на 108° в.д., более 5500 м в районе максимальной глубины желоба и 4000 м близ восточного конца Явы. На склоне встречаются неширокие (1—3 мили) ступени, расположенные на разной глубине.

Около восточного окончания Зондского желоба его внутренний склон становится положе, $5-8^{\circ}$. На склоне также встречаются ступени, разбивающие склон на уступы, в пределах которых угол наклона возрастает до 10° . Высота склона составляет 3500—3000 м и лишь около восточного окончания желоба сокращается до 2500 м.

Дно глубоководного желоба около западной оконечности о-ва Ява (до 108° в.д.) представляет плоскую аккумулятивную равнину шириной 8 миль и глубиной от 6000 до 6900 м. Против середины Явы на дне Зондского желоба располагаются наиболее глубокие впадины. К одной из них была приурочена глубина 7450 м, которая до последнего времени принималась за максимальную глубину Индийского океана. Однако исследования последних лет не подтвердили наличие такой глубины. Прецзионным самописцем глубин нис "Витязь" в этом месте на плоской равнине была измерена глубина 7130 м, которую, по-видимому, и следует принимать за максимальную глубину желоба и Индийского океана¹.

От восточного окончания Явы и до 118° в.д. Зондский желоб имеет очень узкое дно, глубина которого уменьшается к востоку до 6400 м, а на седловине между Зондским и Тиморским желобами — до 2000 м.

Как видим, дно Зондского желоба меняется. На севере около Андаманских и Никобарских островов желоб имеет слегка волнистое дно шириной 30—15 миль, прорезанное узкими руслами супензионных потоков, против о-ва Суматра дно желоба становится ровнее и чуть уже 15—20 миль, а против Зондского пролива и западной оконечности Явы суживается до 8 миль и становится плоским. Против середины о-ва Ява в районе максимальной глубины дно желоба, оставаясь плоским, делается еще уже (5—2,5 мили). Далее к востоку дно желоба остается очень узким и, по-видимому, лишено плоской равнини. Сокращение ширины плоского дна Зондского желоба с севера на юг и юго-восток связано с тем, что основная масса осадочного материала поступает в желоб на севере, а затем супензионными потоками перемещается вдоль желоба в юго-восточном направлении. Естественно, в восточную часть желоба этот материал практически не поступает. Обломочный материал с ближайших островов Зондской дуги задерживается на дне Балийского желоба. Поэтому скорость осадконакопления в восточной части Зондского желоба мала. Не исключено также, что большая глубина восточной части Зондского желоба связана с продолжающимся углублением его дна.

Восточное окончание Зондской дуги, начиная от островов Флорес и Сумба, представляет систему из двух параллельных узких хребтов, увенчанных цепочкой Малых Зондских островов, по южным берегам которых проходит граница Индийского и Тихого океанов.

Вдоль островов Роти, Тимор, Лети и Бабар протягивается Тиморский желоб длиной около 400 миль. Желоб был подробно обследован во время Международной индоокеанской экспедиции [Van Andel, Veevers, 1967]. Северо-западный склон желоба имеет крутизну около 3° , но местами и более 10° . Юго-восточный склон положе, $2-3^{\circ}$. Дно желоба разделено порогами на несколько котловин. В средней части желоба развито плоское дно шириной 1—7 миль, которое слегка наклонено к востоку. Максимальная глубина желоба приурочена к плоскому дну и составляет 1752 саж., около 3240 м (неисправленная), т.е. меньше, чем ранее измеренная "Снеллиусом" (3310 м). С обеих сторон Тимор-

¹ Сейчас за максимальную глубину Зондского желоба и Индийского океана принята глубина 7209 м, измеренная также нис "Витязь".

ский желоб ограничен порогами глубиной 2 км на западе и 1,5 км на востоке, вследствие чего дно желоба изолировано.

К востоку от Тиморского желоба, в районе островов Танимбар и Кай, протягивается желоб, который предлагается назвать Кай. Максимальная глубина желоба Кай равна 3680 м. Северо-восточное окончание желоба расположено у подножия материкового склона, восточнее о-ва Ади, расположенного у берега Новой Гвинеи. Высота юго-восточного склона хребта совместно с островами Танимбар (Селару, Ямдена, Ларат) составляет 1500–1750 м, а с о-вом Большой Кай (Чут) – до 4425 м. Около островов Танимбар склон хребта представляет собой слабо расчлененную, слегка изогнутую поверхность. Около о-ва Большой Кай склон до 2000 м представляет собой очень крутой (порядка 30–40°) уступ, который затем выполаживается и переходит в пологонаклонное дно желоба Кай. К северо-востоку от подножия о-ва Большой Кай отходит массивный отрог, гребень которого имеет глубины от 1000 до 530 м. От островного склона гребень отрога отделен седловиной с глубинами более 1000 м. Около м. Баранг, северной оконечности о-ва Чут (Большой Кай), происходит резкий поворот склона внешнего хребта Зондской дуги к северо-западу и переход всей дуги в пределы Тихого океана.

Осадки в пределах Зондской дуги разнообразны, но преобладают терригенные отложения. В Андаманском море на шельфе развиты пески, местами с примесью илов и ракушечного материала. Близ берега Бирмы на шельфе залегают илы, представляющие современные дельтовые отложения р. Иравади. У края шельфа на глубине более 60 м развиты пески, слагающие внешнюю часть древней дельты реки [Rodolfo, 1969]. На дне котловины Андаманского моря преобладают алевритовые илы. У подножия склонов отмечаются оползни, а на дне глубоких желобов в западной части моря – отложения суспензионных потоков, образующихся в каньоне Мартабан. Кроме того, отложения суспензионных потоков, образующихся в Малаккском проливе, встречены около северного берега Суматры. Основным источником поступления обломочного материала на дно Андаманского моря является р. Иравади (265 млн. т осадков в год), из Малаккского пролива и с берегов материала поступает значительно меньше. Биогенные источники имеют подчиненное значение. Необычайно низка также и роль вулканогенного материала, встречающегося в незначительных количествах в колонках донных осадков. На Андаманском хребте развиты грубообломочные коралловые осадки на гребне и илы на склонах. Скорость накопления осадков в Андаманском море колеблется от 5 см/1000 лет на гребнях возвышенностей и гор до 30 см/1000 лет на дне желобов, составляя в среднем для котловины 15 см/1000 лет. Из этих данных время образования впадины Андаманского моря было определено как миоценовое [Rodolfo, 1969], что представляется сомнительным.

Осадки Зондской дуги против островов Суматра и Ява были изучены в двух рейсах "Витязя" [Безруков, 1961, 1964]. Вдоль берегов островов на шельфе преобладают коралловые осадки, местами обогащенные вулканическим материалом. На склонах хребтов и глубоководного желоба развиты алевритово-глинистые илы, а на гребне внешнего

хребта — известковистые фораминиферовые илы. Дно Зондского желоба покрыто глинистыми илами, в толще которых встречаются тонкие прослойки песка и алеврита, представляющие либо вулканические пеплы, принесенные золовым путем, либо отложения супензионных потоков.

Строение и мощность осадочной толщи северного участка Зондской дуги главным образом в пределах Андаманского моря было изучено при помощи сейсмопрофилографа (Peter e.a., 1966; Weeks e.a., 1967; Rodolfo, 1969). У берега Бирмы в западной части шельфа под отложениями дельты р. Иравади обнаружены погребенные структуры Зондской дуги — внешний и внутренний хребты и разделяющие их желоба, а в восточной — мощная (800—1600 м и более) толща слоистых дельтовых отложений, местами смятых в пологие складки и разбитых сбросами. Плоский гребень внешнего хребта выходит на поверхность, слагая внешнюю часть шельфа у о-ва Препарис. В южной части Андаманского моря неуплотненные осадки шельфа мощностью около 200 м залегают на неровной поверхности. Возможно, эта поверхность представляет погребенный шельф, образовавшийся в третичное время (Rodolfo, 1969). В пределах ступени, расположенной у северного берега Суматры, мощность осадков возрастает до 1 км и более, однако на гребне выступа внешнего шельфа (банка Мергии, по Родольфо) осадки имеют незначительную мощность, так как здесь неглубоко залегают коренные породы. Поверхность последних неровная, местами образует крутие уступы, связанные со сбросами. Много сбросовых нарушений отмечено и в осадках, залегающих на дне котловины и ее восточном склоне. Однако большинство сбросов не доходит до поверхности дна, что, вероятно, свидетельствует о том, что в настоящее время они не являются активными. Западный склон банки Мергии представляет, по существу, невысокий уступ материкового склона, сложенный вверху коренными породами, которые внизу перекрыты мощным осадочным шлейфом. Дно Андаманской котловины представляет синклинальную структуру, заполненную смятыми в складки осадками мощностью 800 м и более, под которыми отмечаются выступы коренных пород. Распределение осадков на поверхности Андаманского хребта сложное: их мощность меняется на коротком расстоянии от нуля до 1000 м.

Мощность осадков в средней части Зондской дуги была определена при проведении сейсмических исследований [Непрочнов, 1970; Ковылин, 1961; Raitt, Shor, 1964]. В районе пролива Ломбок и восточной оконечности Явы на двух поперечных профилях хорошо видно, как меняется мощность верхнего слоя рыхлых и полуконсолидированных осадков. На склоне внутреннего хребта мощность осадков равна 1,5 км и постепенно увеличивается к югу, достигая на дне Балийского желоба максимальной величины 2,5 км. На гребне Балийского хребта мощность осадочного слоя уменьшается до 0,5 км. На дне Зондского желоба мощность осадков достигает 1—2 км. Против Зондского пролива мощность осадков на дне глубоководного желоба равна 1,0—1,3 км, а около северного окончания желоба — около 3 км. Скорость осадконакопления на дне была определена лишь для северной части Зондского желоба, где она составила 10 см/1000 лет [Rodolfo, 1969].

Земная кора в пределах Зондской дуги имеет сложное строение; на небольшом расстоянии здесь происходит переход от материевой коры к океанской [Деменицкая, 1967]. Непосредственные наблюдения, выполненные в этом районе, в большинстве случаев характеризуют верхние слои земной коры и лишь в районе проливов Ломбок и Зондского достигли границы Мохоровичича, расположенной на глубине около 20 км [Непрочнов, 1970; Raitt, Shor, 1964; Raitt, 1966].

Магнитное поле Зондской дуги было изучено почти на всем ее протяжении, включая и Андаманское море [Vacquier, Taylor, 1966; Taylor, 1966; Peter e.a., 1966]. Магнитные аномалии в пределах Андаманского моря имеют меридиональное или субмеридиональное простиранье и приурочены к таким элементам рельефа, как край шельфа в Малаккском проливе, уступ материального склона, небольшие хребты на дне котловины, и к зоне разлома, протянувшейся вдоль западного края дна котловины [Peter e.a., 1966].

Центральная и восточная части Зондской дуги были пересечены многочисленными галсами, что позволило составить карту магнитного поля около островов Суматра и Ява. В результате этих исследований выяснилось, что Зондский желоб не вызывает крупной магнитной аномалии. Аномалии, наблюдающиеся на профилях, приурочены к внешнему склону желоба и прилежащей части ложа океана. Внутренний склон желоба и гребень внешнего хребта дуги обычно лишены аномалий. Направление магнитных аномалий преимущественно широтное, поэтому они совпадают с простираньем восточной части желоба около о-ва Ява, но пересекают ось желоба под углом в районе о-ва Суматра. Подобное несоответствие между простираньем структур островной дуги и направлением магнитных аномалий отмечается и в Тихом океане.

Аномалии силы тяжести в районе Зондской дуги представляют узкие полосы, протянувшиеся вдоль основных структур дуги [Венинг-Мейнес, 1940; Peter e.a., 1966; Tomoda e.a., 1968; Tomoda, 1967]. В Андаманском море аномалии в свободном воздухе хорошо коррелируются с рельефом и связанными с ними структурами. К внешнему хребту дуги приурочены отрицательные аномалии, в то время как западнее и восточнее хребта аномалии становятся положительными. На дне Андаманской котловины положительные аномалии связаны с подводными хребтами. Причем наибольшее значение +150 мгал отмечено над хребтом Инвизибл. Отрицательные аномалии приурочены к меридиональной зоне разлома в западной части котловины близ Андаманского хребта.

В средней и восточной частях дуги аномалии силы тяжести в свободном воздухе вдоль Зондского желоба составляют около $(-50 \div 160)$ мгал, увеличиваясь в сторону внешнего вала до $(+20 \div 80)$ мгал. Над гребнем внешнего хребта аномалии в свободном воздухе равны в районе островов Ментавай $(50 \div 70)$ мгал, а над Балийским хребтом $(-20 \div -50)$ мгал. Над дном всего межгорного желоба аномалии отрицательны и равны $(-20 \div 80)$ мгал. Близ островов на шельфе аномалии в свободном воздухе становятся положительными, но величина их меняется от нескольких миллигаль до $(+110 \div 160)$ мгал близ Явы и $+135$ мгал в Зондском проливе. В Тиморском желобе аномалии в свободном воз-

духе равны — (90÷130) мгал и, оставаясь отрицательными, у берегов Тимора уменьшаются до — (70÷30) мгал.

Как видим, над большими глубинами Зондской дуги (глубоководными и межгорными желобами, а также и над подводным Балийским хребтом) аномалии в свободном воздухе отрицательные и лишь над ложем океана и краем материка становятся положительными. Наличие крупного пояса отрицательных аномалий свидетельствует о значительном дефиците масс, отсутствии изостатического равновесия, обусловленном, по-видимому, активными глубинными процессами.

Измерения теплового потока производились главным образом в средней части Зондской гряды, и несколько измерений было сделано в Андаманском море [Vacquier, Taylor, 1966; Taylor, 1966; Burns, 1964]. Тепловой поток на дне Андаманского моря оказался очень высоким — от 1,94 до 5,27 мкал/см²·с, т.е. близким по значению к потоку рифтовых зон. Именно это обстоятельство послужило основанием для выделения в западной части котловины Андаманского моря "рифтовой зоны" [Peter e.a., 1966]. На восточном склоне внешнего хребта около подножия тепловой поток оказался небольшим — всего 0,90 мкал/см²·с.

В распределении теплового потока в средней части дуги отмечено следующее: на дне глубоководного желоба тепловой поток невелик — менее 1,0 мкал/см²·с, но на внешнем валу и во внутренней части дуги больше, 1,5 мкал/см²·с.

Сейсмическая и вулканическая активность Зондской дуги очень высока: здесь проходит один из крупнейших тектонически активных поясов земли [Гутенберг, Рихтер, 1948; ФГАМ, 1964; Isacks e.a., 1968]. Эпицентры землетрясений приурочены в основном к внутреннему хребту и расположены на небольшой глубине — до 60 км.

Глубокофокусные — 300 км и более — землетрясения встречаются преимущественно в восточной половине дуги, к северу от о-ва Ява, под дном Индонезийских морей. По интенсивности здесь преобладают землетрясения до 7 баллов, но неоднократно отмечались и более мощные катастрофические землетрясения.

На севере Зондской дуги пояс эпицентров приурочен главным образом к внешнему хребту, но в районе Андаманских островов он уходит к северо-западу на дно Бенгальского залива, образуя небольшой разрыв с поясом землетрясений Бирмы.

Зондские острова изобилуют действующими вулканами. На Суматре их насчитывается 10, на Яве — около 30. Извержения некоторых из них отличались исключительной силой и сопровождались мощными взрывами. Наиболее сильный взрыв произошел при извержении вулкана Krakatau в 1883 г., когда была уничтожена половина вулканического конуса, а вулканический материал был разнесен на огромное расстояние.

Как видим, район Зондской дуги и по морфологии, и по строению резко отличается от подводной окраины Азиатского материка, представляя, по существу, современную развивающуюся геосинклиналь, что позволяет выделить его в качестве самостоятельного типа геотектур Земли — зоны островных дуг.

Комплексные геолого-геофизические исследования последних лет дали подробную характеристику строения северного участка Зондской дуги. Было подтверждено и уточнено представление как о линейности основных структур этого района, так и их тесной связи с аналогичными структурами Бирмы на севере и структурами Зондской дуги на юге. Несмотря на то что эта связь отмечалась давно [Постельников и др., 1964], детальные сопоставления стали возможны лишь после получения данных о погребенных структурах в пределах бирманского шельфа [Weeks e.a., 1967; Peter e.a., 1966]. В настоящее время отмечается четкая связь между основными структурами как по морфологии самих структур, характеру слагающих их пород, так и по геофизическим данным. Так, Предараканский прогиб, расположенный вдоль западного подножия Араканского поднятия Бирмы, очень сходен с расположенным южнее Зондским желобом. Араканская поднятие и внешний хребет Зондской дуги представляет единую антиклинальную структуру, прослеживающуюся и в пределах шельфа. Внутренний вулканический хребет островной дуги, представленный многочисленными подводными вулканами и вулканами с надводными вершинами (острова Баррен, Наркомдан), выделяется на шельфе под осадками р. Иравади и далее продолжается на материке в виде меридионального вулканического пояса Бирмы.. Котловине Андаманского моря в пределах материка соответствует восточная часть прогиба р. Иравади. Таким образом, изучение Зондской островной дуги представляет большой интерес, позволяя проследить взаимопереход и последовательность развития геосинклинальных структур, начиная от раннего этапа развития (современная Зондская геосинклиналь) до их приключений к матерiku (структуры северной Бирмы).

4. Подводная окраина Австралии

Австралийский материк — это огромная древняя платформа, окаймленная на востоке и севере молодыми складчатыми поясами. Первый представлен горными сооружениями самой Австралии, о-вом Тасмания и их продолжением на шельфе, второй — горными хребтами о-ва Новая Гвинея, входящими в систему островных дуг Тихого океана. Хотя в Индийском океане подводная окраина Австралии приурочена в основном к древней платформе, ее строение и морфология меняются от места к месту довольно значительно, что связано с особенностями развития самого материка, главным образом различной интенсивностью дробления и опускания его окраины [Вопросы геологии Австралии, 1965]. По рельефу подводная окраина Австралийского материка может быть разделена на несколько крупных участков: северный, северо-западный, западный и южный.

Около северного берега Австралии расположен огромный материковый о-в Новая Гвинея, большую часть которого занимают молодые складчатые сооружения, недавно приключившиеся к матерiku. Поэтому граница Австралийского материка проводится здесь близ южного подножия горного хребта, и все мелководье между Новой Гвинеей и Австралией

представляет, таким образом, материковый шельф, в пределах которого расположены Арафурское и Тиморское моря и глубоко вдающийся в материк залив Карпентария. Именно в районе этого залива австралийский шельф имеет наибольшую ширину, 570 миль.

В центральной части залива Карпентария развито ровное дно с глубинами 50–60 м. Изредка здесь встречаются поднятия с наименьшей глубиной над ними до 45 м и понижения дна глубиной до 71 м. Близ берегов имеются скалы, количество которых возрастает вдоль южных и западных берегов залива в районе островов Уэллси, Грут-Айленд и др. К северу от залива дно становится более неровным, а с приближением к Торресову проливу появляются подводные и надводные скалы, банки и острова, представляющие в основном коралловые сооружения, которые к востоку от пролива образуют начало Большого Барьерного рифа.

К северу от п-ова Арнхемленд располагается отмель собственно Арафурского моря (Арафурский шельф), которая, так же как и отмель залива Карпентария, представляет единой целое с отмелю о-ва Новая Гвинея. Благодаря этому общая ширина шельфа достигает здесь значительной величины, 450 миль. Однако около западной половины п-ова Арнхемленд шельф становится уже, 100–230 миль (до изобаты 500 м). Арафурский шельф может быть разделен на две части: внутреннюю (прибрежную) и внешнюю. Первая представляет слабо расчлененную поверхность, наибольшие глубины которой (60–100 м) расположены примерно вдоль 9° ю.ш. Местами на шельфе вдали от берегов встречаются поднятия дна с минимальной глубиной 5–13 м. Это банки Валселла (5,4 м), Дадделл (9,2 м), расположенные в 75 милях к север-северо-западу от полуостровов Уэсселл, банка Мони (5,4 м) – в 55 милях к север-северо-востоку от п-ова Коберг и банка Линдок (11 м) – в 75 милях к северу от о-ва Мелвилл и др. Подобные поднятия дна, очевидно, представляют коралловые сооружения, которые, как правило, имеют крутые склоны. В северной половине моря около Новой Гвинеи шельф имеет глубины менее 100 м и более ровную поверхность: вдали от берега имеется лишь одна банка Колф (14 м). Правда, на границе между северной и южной частями Арафурского шельфа (8°,5 ю.ш.) располагаются три отмели: банки Ле-Шер (23 м) и две необследованные. У самого края шельфа близ берега Новой Гвинеи располагаются низменные острова Ару. К северу от этих островов шельф суживается до нескольких миль вследствие того, что здесь к самому берегу Новой Гвинеи подходит окончание желоба Кай.

В западной части Арафурского моря, против островов Танимбар, располагается внешняя погруженная часть шельфа длиной 220 миль, ширина внешнего шельфа (между изобатами 200 и 500 м) составляет 40 миль на юго-западе и 80 миль на северо-востоке.

Шельф Тиморского моря на востоке граничит с Арафурским шельфом, а на юго-западе – с шельфом Роули по линии, проходящей от рифа Ашмор и о-ва Картье вдоль юго-западного края отмели до берега Австралии. Ширина шельфа в указанных границах колеблется от 180 до 320 миль. Данный участок шельфа Австралии обладает сложным рельефом, что обусловлено широким развитием здесь коралловых рифов, банок и ме-

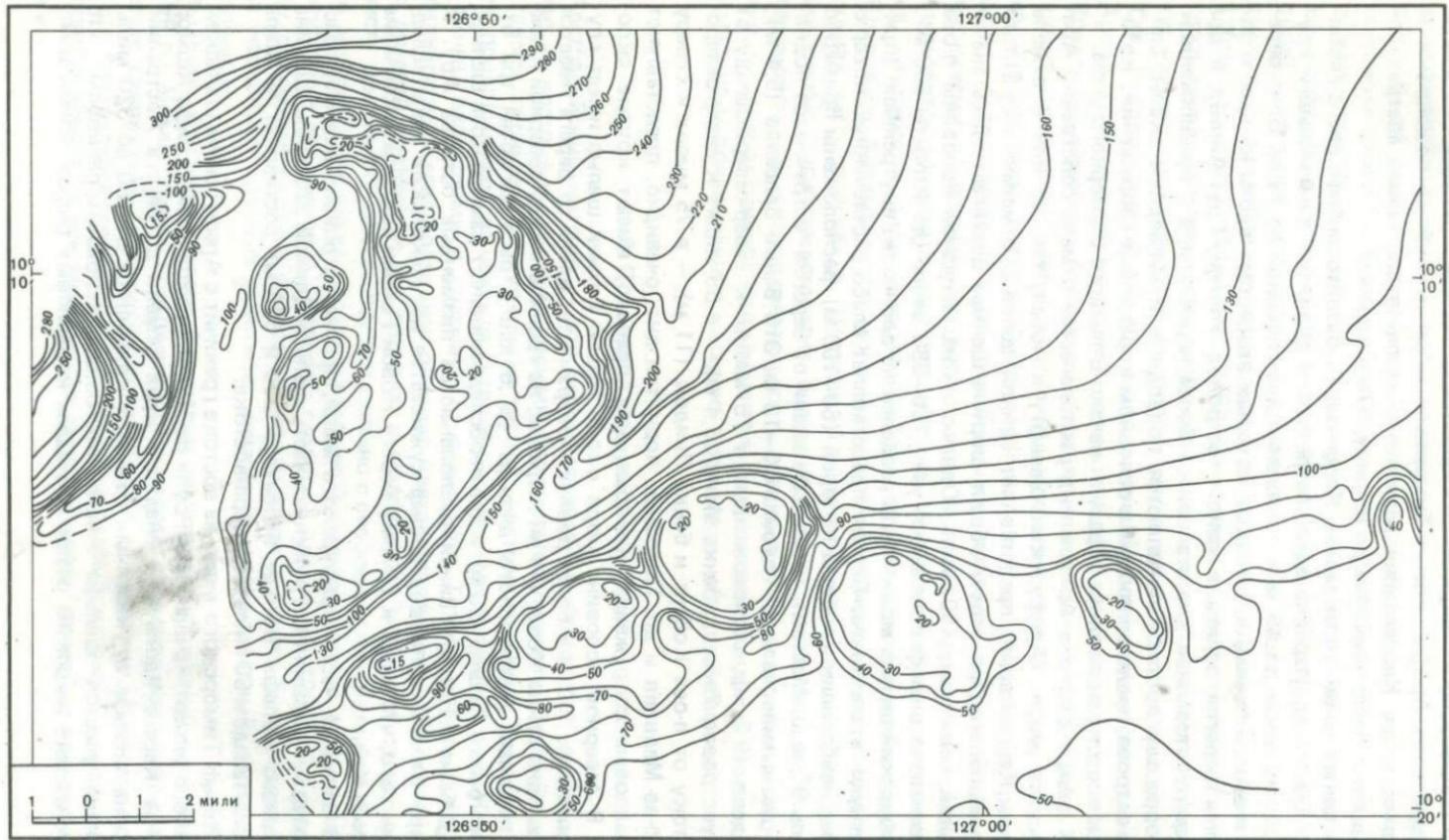


Рис. 14. Банки вдоль края Сахульского шельфа (Van Andel, Veevers, 1967). Глубина в фатомах
Глубины в фатомах

лей, расположенных на широких пологих поднятиях, окаймляющих с севера и северо-запада пологую замкнутую депрессию шельфа, находящуюся против залива Жозеф-Бонапарт (рис. 14).

Наиболее удаленные от берега банки Флиндерс (9,2 м), Сахул (7,2 м), по которой данный участок шельфа называют Сахульским [Fairbridge, 1953], рифы Хейберния, Ашмор, о-в Картье и другие располагаются вдоль самого края шельфа, который представлен здесь плавным перегибом поверхности дна. Основания этих бэнок, образующих группы небольших крутосклонных поднятий, расположены на глубине 200–400 м, а плоские вершины – на глубине 20–25 м. Наименьшие же глубины банок обычно приурочены к вершинам отдельных холмов и пиков.

На остальной части Сахульского шельфа наибольшее количество банок встречается северо-западнее м. Лондондерри и около островов Батерст и Мелвилл, т.е. к западу и востоку от впадины Бонапарта. В первом районе банки Пенгвин (9,4 м), Бассет-Смит (5,4 м) и другие приурочены к южной части поднятия Лондондерри, причем самые северные из них удалены от берега материка на 90 миль. Банки второго района образуют поднятие Ван-Димена размером (по изобате 50 м) 80 на 120 миль. На детальной батиметрической карте (рис. 15, см. вкл.) выделяются обширные (до 10–20 миль шириной и 30–40 миль длиной) ровные поверхности с глубинами 27–35 м, разделенные узкими (0,3–0,5 мили) глубокими (100 м и более) бороздами преимущественно субмеридионального направления. Местами над ровными вершинами банок поднимаются холмы или скалы, к которым приурочены изредка встречающиеся здесь небольшие глубины, 17–7 м. Наиболее длинная (более 100 миль) и глубокая (до 188 м) борозда расположена в восточной части поднятия. Ее южное окончание близ западного берега о-ва Батерст поворачивает к юго-востоку и, разделяясь на более мелкие борозды, подходит к берегу материка около порта Дарвин.

Вдоль внешней части шельфа Тиморского моря в пределах поднятия Сахул банки встречаются реже, а вершины их располагаются глубже – около 60 м, и данная часть шельфа характеризуется сочетанием участков ровного и расчлененного дна. У восточного края поднятия Сахул протягивается долина Малита длиной около 150 миль, которая начинается в депрессии Бонапарта, а оканчивается у края шельфа. При этом южная половина долины представляет пологую широкую (до 40 миль) ложбину, а северная – узкий (5–10 миль) глубокий (до 245 м) желоб.

Дно впадины Бонапарта имеет ровную, слегка волнистую аккумулятивную поверхность с глубинами до 150 м, постепенно поднимающуюся к окружающим поднятиям и берегу материка.

Профили дна, составленные по эхолотным данным и детальным батиметрическим картам (рис. 16), показывают широкое развитие уровневых поверхностей в пределах всех трех поднятий Сахульского шельфа. Отмечается четкая корреляция по крайней мере четырех поверхностей выравнивания, представленных плоскими вершинами банок, террасами на их склонах и плоским дном желобов. Хорошо виден наклон уровневых поверхностей в сторону депрессии Бонапарта, свидетельствующий об ее опускании.

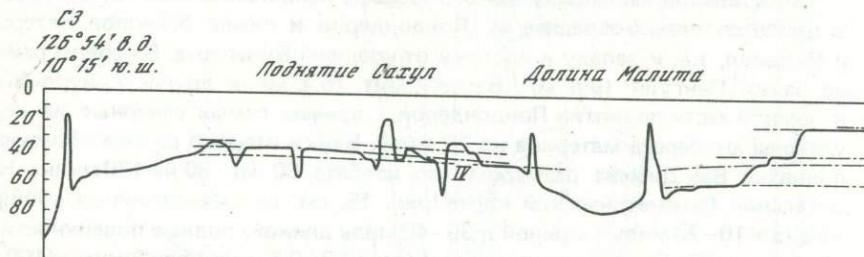
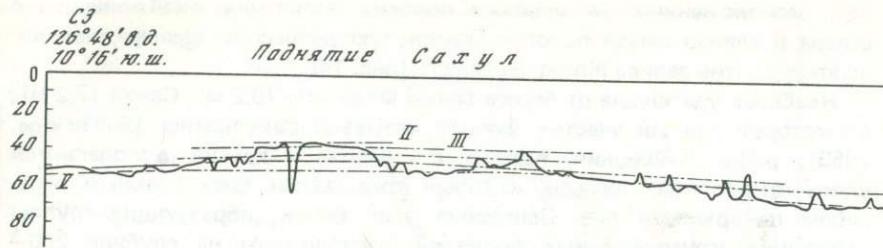


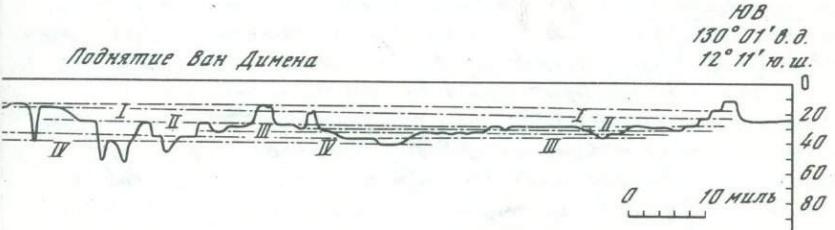
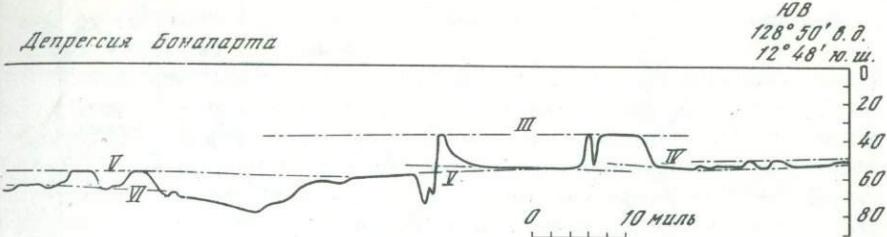
Рис. 16. Профили Сахульского шельфа. Пунктир — денудационные уровни (Van Andel, Veevers, 1967). Глубины в фатомах

Ввиду большого сходства в морфологии дна и прилежащих участков Австралийского материка несомненно эрозионное происхождение рельефа Сахульского шельфа, представлявшего сушу в течение большей части кайнозоя и только после окончания четвертичного оледенения погрузившегося на 120 м и залитого морем (Van Andel, Veevers, 1965, 1967). Только быстрое погружение шельфа, как полагают авторы, могло обеспечить хорошую сохранность субазральных форм рельефа, лишенных видимых следов волновой абразии и не погребенных под осадками. Две наиболее мелководные уровненные поверхности шельфа рассматриваются как аналоги третичных пенепленов Австралии, а более глубокая третья поверхность увязывается с плейстоценовыми поверхностями выравнивания. При опускании поверхности выравнивания испытали деформации, о чем свидетельствует их различный наклон.

Образование банок вдоль края Сахульского шельфа, как полагает Фейрбридж [Fairbridge, 1953], произошло в результате раздробления барьерного рифа, образовавшегося в прошлом на мелководье, и постепенного роста отдельных участков рифа вверх во время опускания дна в связи с углублением Тиморского желоба.

Внешний шельф в Тиморском море не имеет широкого развития, лишь в отдельных местах здесь встречаются небольшие опущенные участки, самый крупный размером 20 на 50 миль находится к северо-западу от банки Сахул (125° в.д.).

Материковый склон Австралии (рис. 17) в пределах Арафурского и Тиморского морей начинается около берега Новой Гвинеи против бух. Кам-
96



роу (135° , 5 в.д.). Верхняя часть материкового склона до глубины 500 м представляет очень крутой уступ, который от о-ва Аду протягивается сначала в северо-восточном направлении, а затем, подойдя к берегу Новой Гвинеи, резко поворачивает к северо-западу. Через 40 миль склон делает резкий поворот к юго-западу. Все эти изменения направления верхней части материкового склона связаны с тем, что здесь к берегу Новой Гвинеи подходит широкое окончание желоба Кай, расположенного между материковым склоном Австралии и внешним хребтом Зондской дуги. Нижняя, более пологая часть материкового склона опускается от берега Новой Гвинеи на юго-запад ко дну желоба Кай. Подножие склона расположено на глубине около 3000 м.

Следующий участок материкового склона, ориентированный в направлении с северо-востока на юго-запад, проходит вдоль западных берегов островов Ару и далее к юго-западу до траверза островов Танимбар. Между островами Танимбар и Лети (131° и 128° в.д.) склон принимает широтное направление, но затем вдоль Тиморского желоба снова отклоняется к юго-западу. Высота склона меняется в зависимости от глубины дна прилежащих желобов. Так, около островов Ару склон наиболее высокий — до 3600 м, против островов Танимбар — наиболее низкий, 1000 м, что связано с уменьшением глубины желоба и с увеличением глубины внешнего края шельфа. Вдоль Тиморского желоба склон снова становится выше, достигая на 128° в.д. 3000—3200 м, а около юго-западного окончания желоба понижаясь до 1500 м.

Материковый склон Австралии в Арафурском море близ Новой Гвинеи и островов Ару представляет крутой ($15\text{--}20^\circ$), слабо расчлененный уступ. Против островов Танимбар и в Тиморском море склон становится положе, но близ рифа Ашмор нижняя часть склона становится круче — до 15° .

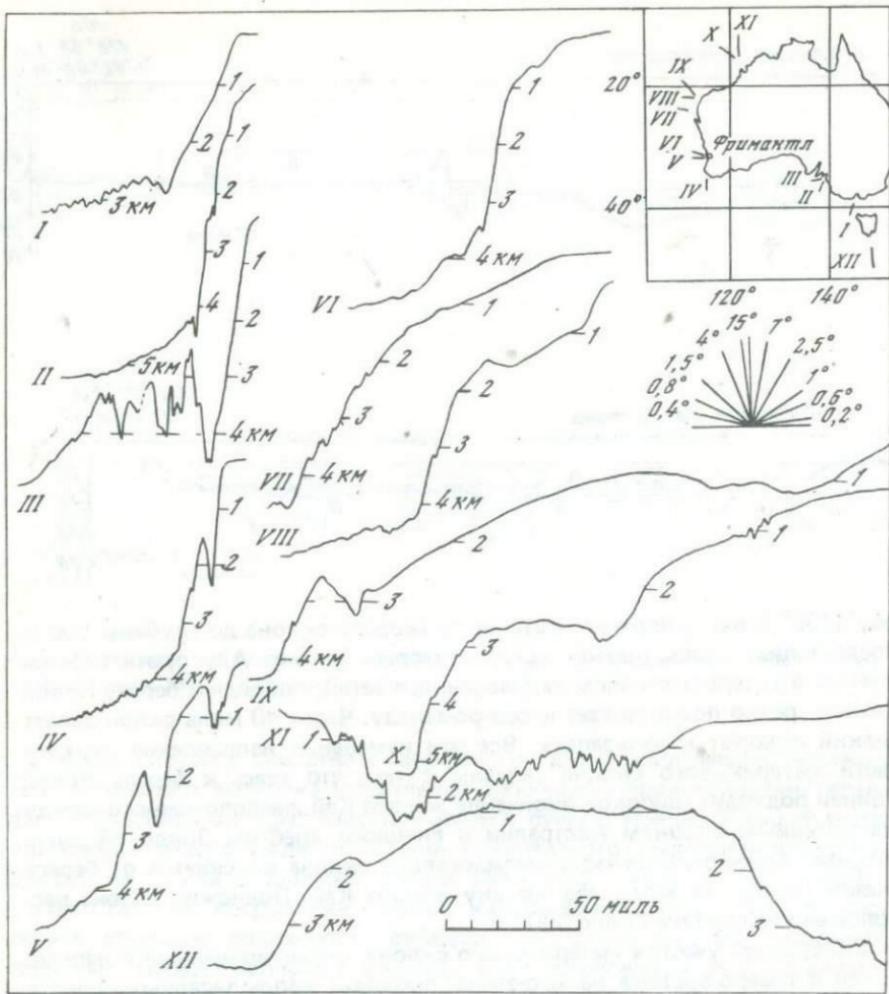


Рис. 17. Профили подводной окраины Австралийского материка

Вдоль северо-западного берега Австралии ширина шельфа, называемого Роули, уменьшается от 210 миль в районе рифа Скотта до 40 миль близ м. Северо-Западного. Повсеместно шельф Роули четко делится на две части: прибрежную мелководную и внешнюю глубоководную. Граница между ними проводится по изобате 200 м, хотя в действительности глубина края прибрежного шельфа местами отличается от этой величины. Например, в районе рифов Скотта и Серингапатам она колеблется от 100 до 250 м (Материалы 31-го рейса, 1962). При этом плановое положение края прибрежного шельфа, представленного плавным перегибом дна, может отклоняться от положения двухсотметровой изобаты до 20 миль. Внутренний шельф имеет ширину 100–120 миль. Только в районе зали-

вов он расширяется до 140—170 миль, а к юго-западу от о-ва Барроу резко суживается до 30 миль.

В северо-восточной части на прибрежном шельфе встречаются коралловые сооружения, образующие банки Хейвуд (11 м), Эчука (14 м), о-в Браус, риф Линхер и др. На остальной части шельфа они встречаются редко. Судя по картам, большая часть прибрежного шельфа имеет сравнительно ровную поверхность, местами осложненную небольшими поднятиями. Но близ берегов, особенно в северо-восточной части шельфа между о-вом Кассини и м. Левек и почти на всем протяжении его юго-западной оконечности, имеются многочисленные скалы, которые часто удалены от берега на 30—45 миль.

Граница внешнего шельфа проводится по изобате 500 м, хотя фактически, как показывают данные "Витязя", его край, представленный то плавным, то резким перегибом дна, располагается на глубине от 450 до 750 м. Ширина внешнего шельфа также уменьшается к юго-западу от 30 до 10 миль. У края внешнего шельфа располагается несколько гор, вершины которых увенчаны коралловыми рифами Серингапатам, Скотта, Мермейд, Кларк, Эмперьеz и др. Все горы обладают очень крутыми, местами отвесными склонами, уходящими на глубину 300—750 м. Вершины гор подходят к самой поверхности океана, иногда возвышаясь над ней всего на несколько метров. Отдельные рифы (Скотта, Серингапатам, Мермейд, Эмперьеz) образуют небольшие лагуны.

Некоторые исследователи [Veevers, 1967] относят эти рифы к материковому склону, но, судя по имеющимся профилям дна, эту выровненную пологую поверхность, отделенную четким перегибом дна от более крутой южной части склона, правильнее относить к шельфу, чем к материковому склону, тем более что по происхождению эта поверхность представляет погруженный шельф. В результате аэромагнитной съемки вдоль края австралийского шельфа от рифа Роули и до Тиморского желоба была обнаружена узкая депрессия в кристаллических докембрийских породах основания, названная бороздой Картье [Veevers, 1967]. По аналогии с соседним Сахульским шельфом автор полагает, что образование этой депрессии произошло в кайнозое в процессе опускания края материка. Коралловые рифы, расположавшиеся в то время у края мелководного шельфа, в процессе погружения росли вверх и таким образом превратились в высокие горы, расположенные на значительной глубине около верхней части материкового склона.

Материковый склон вдоль северо-западного берега Австралии имеет сложное строение, образуя в ряде мест крупные ступени и массивные выступы. Так, в северо-восточной части против плато Кимберлей основание склона образует большой (160 на 70 миль) выступ, поверхность которого на глубине 2500—3000 м образует крупную ступень¹. Рельеф этой ступени волнистый, местами слегка расчлененный. Вдоль внутреннего края ступени у самого подножия верхнего уступа материкового склона располагается желоб шириной около 15 миль и относительной глубиной до 300—700 м. На данной ступени возвышается почти на 2500 м подводная гора. Ее вершина близко подходит к поверхности

¹ Так называемое плато Скотт.

океана, образуя мелководную (9 м) банку Д'Артаньян, которая находится в 90 милях северо-западнее рифа Скотта.

Верхний уступ материкового склона к западу от рифа Ашмор и о-ва Картье протягивается в направлении, близком к меридиональному. На склоне имеются широкие пологие поперечные понижения, в дно которых врезаны многочисленные подводные долины шириной 1–4 мили и глубиной до 300 м. В 70 милях к северо-востоку от рифа Серингапатам над склоном возвышается гора. Наименьшая глубина над ее вершиной равна 177 м.

Юго-западнее рифа Скотта верхний уступ склона обладает полого-выпуклым склоном, крутизна которого возрастает от $0^{\circ},5$ вверху до $1^{\circ},5$ в средней и 5° в нижней частях. Вдоль северо-западной стороны выступа нижняя часть материкового склона имеет вверху пологий ($2^{\circ},5^{\circ}$), а внизу крутой (10°) склон. Подножие склона представлено четким переломом дна, находящимся на глубине 5320 м, так что общая высота материкового склона западнее рифа Скотта равняется 4600 м, если за край шельфа принять перегиб на глубине 740 м, отделяющий ровную поверхность внешнего шельфа от расчлененного склона. Средний участок материкового склона, расположенный против Большой Песчаной пустыни Австралии, представляет простой пологий уступ, опускающийся почти на 5000 м от края шельфа ко дну Северо-Австралийской котловины.

Юго-западный участок материкового склона осложнен огромным выступом Эксмут, плоская поверхность которого образует обширную (70 на 200 миль) ступень, характеризующуюся глубинами около 1000 м. В северной части выступа Эксмут на глубине около 2100–2500 м расположена ступень размером около 50 на 70 миль. Ширина материкового склона, включая плато Эксмут, достигает 180–240 миль, что является наибольшей величиной для материкового склона Австралии. Материковый склон Австралии около м. Северо-Западного имеет слабо расчлененную поверхность. Верхняя часть склона от края шельфа и до подножия, расположенного на глубине 1100 м, представляет пологонаклонную, (1°) слабо расчлененную неглубокими (до 100 м) долинами и бороздами поверхность. Плато Эксмут представляет собой пологоволнистую поверхность, пересеченную местами крутыми (20°) уступами высотой до 100 м. Плато постепенно переходит в поверхность нижнего уступа материкового склона. Последний до глубины 2300 м имеет крутизну всего $45'$, а затем угол наклона возрастает, достигая у подножия 8° . В нижней части склона встречаются довольно крупные поднятия — гребни, относительной высотой до 700 м. Подножие склона находится на глубине 4500 м, так что общая высота материкового склона против м. Северо-Западного составляет 4400 м. Немного южнее 21° ю.ш., сделав резкий поворот к востоку, материковый склон снова подходит близко к западному берегу Австралии.

Осадки вдоль северного и северо-западного берегов Австралии представлены: на шельфе в заливе Карпентария и Арафурском море преимущественно фораминиферовыми песчано-илистыми отложениями; в Тиморском море — коралловыми и ракушечными песками во внешней

части и терригенными илами в заливе Жозеф-Бонапарт; вдоль северо-западного берега преобладают ракушечные пески [Carrigy, Fairbridge, 1954]. На материковом склоне развиты фораминиферовые илы. Сведения о строении и мощности верхнего слоя осадков имеются для плато Эксмут [Hotta, 1969]. По данным профилографа осадки здесь пологоволнистые, а мощность их колеблется в пределах нескольких сотен метров.

Магнитной съемкой на шельфе Роули примерно вдоль 18° ю.ш. [Tomoda e.a., 1968] обнаружено сложное магнитное поле в пределах внутреннего шельфа и более спокойное на внешнем шельфе. Это связывается с тем, что аномалии магнитного поля близ берега обусловлены неглубоко залегающими магнитно-активными породами, которые во внешней части шельфа погружаются на значительную глубину. Измерения силы тяжести, сделанные Венинг-Мейнесом в пределах плато Эксмут, показали аномалии, близкие к материковым.

Подводная окраина материка вдоль западного берега Австралии протягивается в меридиональном направлении. Шельф вдоль западного побережья Австралии имеет ширину от 20 до 60 миль. Лишь в одном месте, между м. Северо-Западным и о-вом Фрейзер, он суживается до 6–8 миль. Край шельфа в районе м. Северо-Западного представлен резким переломом дна, расположенным на глубине 270 м, поверхность шельфа близ края ровная, местами волнистая. Против залива Географов край шельфа характеризуется плавным перегибом дна, в пределах которого могут быть выделены два более резких перелома, расположенных на глубине 75 и 150 м. Поверхность шельфа против залива Шарк и далее к югу до скал Хаутман ($28^{\circ},5$ ю.ш.) представляет пологоволнистую равнину, очевидно лишенную значительных неровностей дна. К западу от залива Шарк развита широкая (до 50 миль) пологая (1°) ровная ступень, внешний край которой располагается на глубине 1300 м, что заставляет рассматривать ее как пологую верхнюю часть материкового склона, а не погруженную часть шельфа.

В районе скал Хаутман (на 28° ю.ш.) край шельфа представлен четким переломом поверхности дна, находящимся на глубине 250 м. Глубже снова появляется слегка расчлененная, почти горизонтальная ступень шириной около 20 миль, край которой находится на глубине 850 м. К югу от скал Хаутман ширина шельфа уменьшается, достигая наименьшей величины 20 миль около о-ва Эскейп ($30^{\circ},5$ ю.ш.). Поверхность шельфа на данном участке ровная или волнистая. Местами на ней встречаются холмы относительной высотой до 60 м, так что глубина над их вершинами может уменьшаться до 9,2 м, как, например, у банки Тертл-Лов, расположенной у самого края шельфа. У берегов здесь встречается много скал.

От о-ва Эскейп до м. Бувар ($32^{\circ},5$ ю.ш.) шельф большей частью имеет ширину около 30 миль, и только в районе залива Географов он расширяется до 55 миль. Для данного участка шельфа характерно наличие продольной пологой гряды или вала, расположенного посередине отмели. Глубины вдоль гребня вала колеблются от 24 до 40 м. Местами вал прерывается, а южнее $31^{\circ}41'$ ю.ш. вместо него посередине шельфа протягивается цепочка холмов. Наибольшая глубина вдоль внутреннего

подножия вала составляет 40—45 м. Таким образом, его высота колеблется от 24 до 4 м, а ширина составляет около 2—4 миль. Вдоль берега на данном участке встречаются скалы, количество которых резко возрастает южнее порта Фримантл, где они образуют две гряды длиной до 20 миль. Внешняя гряда скал удалена от берега на 8—9 миль.

В районе о-ва Ротнест в пределы шельфа вдается крупный каньон Перт, имеющий три вершины (рис. 18). Глубины в верхней части каньона составляют несколько сот метров, а крутизна склонов 5° , местами и несколько десятков градусов. Бровка каньона в пределах шельфа выражена достаточно четко и расположена на глубине 200 м и менее. Край шельфа в районе о-ва Ротнест выражен довольно резким переломом поверхности дна, который находится на глубине от 140 до 230 м.

В районе залива Географов шельф имеет ровную поверхность, и лишь в одном месте возвышаются скалы Натуралиста. Между мысами Натуралиста и Луин шельф имеет одинаковую ширину 25 миль и неровную, с мелким расчленением поверхность. У берегов, особенно близ мысов, встречается много скал.

Материковый склон у западного берега Австралии, так же как и шельф, обладает небольшой шириной (40—130 миль), за исключением самого южного участка, где благодаря выступу в нижней части склон расширяется до 250 миль. В районе м. Северо-Западного материковый склон обладает ступенчатым профилем; в его средней части располагается пологонаклонная (1°) ступень с неровной волнистой поверхностью. Верхняя же часть склона до глубины 1000 м представляет ровный уступ крутизной 6° . Ниже края ступени (2150 м) уступ слегка расчленен неглубокими бороздами, а его крутизна увеличивается к подножию от 6 до 10° . Подножие уступа представлено четким переломом поверхности дна, расположенным на глубине 4270 м. Высота склона от края шельфа до подножия склона составляет 4100 м. От м. Северо-Западного склон сначала имеет юго-западное простиранение, а на 25° ю.ш. поворачивает к юго-востоку. Такое изменение ориентировки склона связано с соответствующим изменением направления берега материка, а также с увеличением ширины материкового склона против залива Шарк. На профиле, расположенном примерно вдоль 24° ю.ш., видно, что расширение склона связано с увеличением его верхней пологой (менее 1°) части. Начиная с глубины 1400 м крутизна склона увеличивается и у основания составляет 5 — 6° . Подножие склона находится на глубине 4600 м, так что высота склона составляет около 440 м. Склон сильно расчленен долинами глубиной до 200 м и небольшими крутыми уступами. Начиная с глубины 800 м и до самого края шельфа склон имеет ровную поверхность, наклоненную под углом 1° .

От залива Шарк и до порта Фримантл ширина склона постепенно сокращается, а крутизна возрастает. Увеличивается при этом и расчлененность склона долинами и каньонами. Очень много долин отмечено на склоне между 29 и $30^{\circ},5$ ю.ш. Глубина долин достигает 500, а иногда и 900 м, а ширина 3—5 миль, в одном случае даже 12 миль. Дно у долин обычно очень узкое, склоны крутыые (15 — 20°).

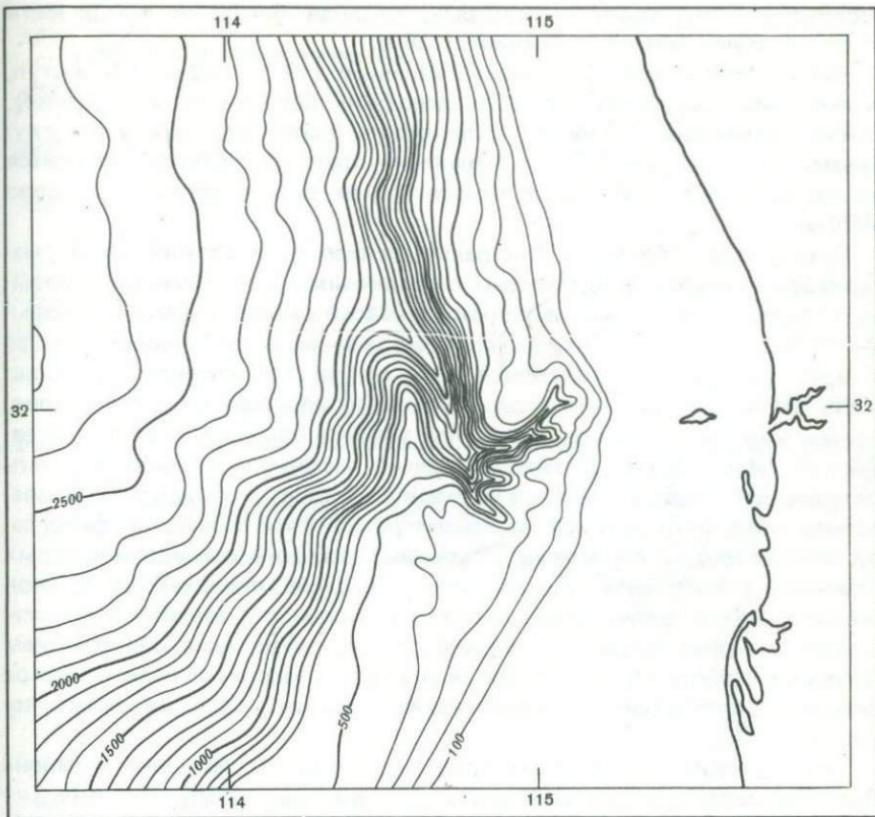


Рис. 18. Батиметрическая карта Пертского каньона (Von der Borch, 1968)

От $31^{\circ}5$ ю.ш. и до порта Фримантл материковый склон имеет в верхней части (до глубины 900–1200 м) ровную либо слегка расчлененную поверхность крутизной около 1° , но местами на небольших участках до $2^{\circ}5$. Глубже склон представляет крутой уступ. Крутизна уступа в целом составляет 10° , но на отдельных участках возрастает до 15 – 20° . Подножие материкового склона находится на глубине 4000 м, так что высота склона составляет около 3800 м. Южнее Фримантла склон также имеет верхнюю (до 800 м) пологую ($0,5$ – 1°), слегка вогнутую поверхность. Затем крутизна склона возрастает до 3 – 5° . Подножие склона расположено на глубине 4400 м, высота его равна 4200 м. Близ Фримантла на материковом склоне располагаются две крупные подводные горы. Вершины гор характеризуются глубинами 850 и 785 м.

Против мысов Натуралиста и Луин южная оконечность западного склона Австралии снова приобретает более сложное строение: у основания склона располагается плато Натуралиста, представляющее выступ материкового склона. Верхняя часть материкового склона (примерно до глубины 2000 м) представляет крутой уступ, поверхность которого расчленена бороздами и долинами. Кроме того, на нем располагаются

небольшие горы, вершины которых, подходя близко к поверхности воды, образуют банки с глубинами до 18 м.

Плато Натуралиста представляет крупный (190 на 140 миль) выступ, ограниченный крутыми (до 30°) склонами. Вершинная, по-видимому, слегка расчлененная плоская поверхность плато характеризуется глубинами около 2000–2500 м. Подножие плато Натуралиста находится на глубине 4500–5000 м, а относительная высота составляет около 3000 м.

Осадки вдоль Западной Австралии на шельфе и верхней части материкового склона представлены ракушечными и местами коралловыми песками, а в нижней части материкового склона фораминиферовыми илами. Строение верхнего слоя осадков на записях профилографа у края шельфа характеризуется пологоволнистой слоистостью. Мощность верхнего осадочного слоя меняется от десятков до сотен метров, причем нижняя граница верхнего слоя осадков обычно ровная и не отражает неровностей дна. В верхней, сильно расчлененной долинами части материкового склона севернее Фримантла осадки не имеют четко выраженной слоистости; в районе м. Северо-Западного на записях профилографа хорошо видны сбросовые уступы высотой до 1 км, вдоль которых отмечено значительное вертикальное смещение поверхностного слоя осадков. Автор делает вывод о том, что неровности верхнего слоя осадочного покрова связаны главным образом с эрозией дна, образованием пологих желобов, борозд и долин, в результате чего и наблюдается такое резкое несоответствие с ровной границей нижнего слоя осадочного покрова.

Сейсмические исследования подводной окраины материка в районе ПERTA не характеризуют всей коры [Hawkins e.a., 1965b]. Поэтому для построения полного разреза земной коры были использованы и измерены силы тяжести [Гайнанов и др., 1970]. На рис. 19 видно, что резкое уменьшение мощности коры происходит в пределах шельфа. На самом материке вдоль берега выделяется прогиб кристаллического фундамента (Пертский бассейн), заполненный мощной осадочной толщей. С обеих сторон этот прогиб ограничен крупными разломами. Западный разлом характеризуется магнитной аномалией, а восточный (разлом Дарлинг) выражен на суше высоким уступом и подтвержден большими градиентами аномалий силы тяжести. Вдоль самого прогиба протягивается узкая полоса значительных (до 120 мгал) аномалий Буге [Кропоткин и др., 1958]. Работами на шельфе к западу от Фримантла [Hawkins e.a., 1965b] установлено расширение Пертского бассейна в сторону моря, и близ о-ва Ротнест мощность осадочной толщи превышает 5,7 км. Вдоль края шельфа здесь отмечается поднятие дна, которое представляет подводное продолжение структур суши к северо-западу от м. Натуралиста. Сам о-в Ротнест располагается на антиклинальном поднятии, которое также продолжается к юго-востоку и выходит на материк. Разлом Дарлинг протягивается к югу в виде крупного (до 2 км) уступа, обнаруженного над поверхностью шельфа.

Данные магнитной съемки на шельфе против залива Шарк показывают наличие небольших магнитных аномалий, связанных с выходами

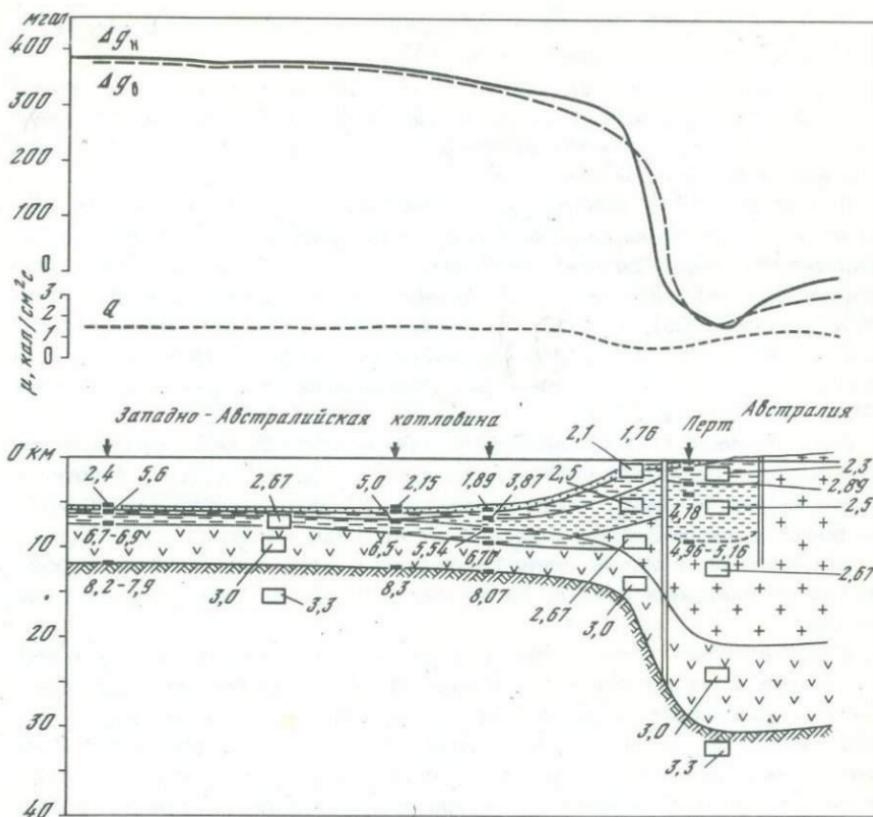


Рис. 19. Строение подводной окраины Австралийского материка в районе Перта (Гайнанов и др., 1970)

или близким залеганием к поверхности магнитных пород. [Tomoda e.a., 1968]. В районе Фримантла данные магнитной съемки показывают слабо-аномальное поле над большей частью шельфа; лишь к северо-западу от м. Натуралиста протягивается узкая полоса крупных (500–1500 гамм) аномалий, связанных с разломами, продолжающимися с материка в пределы шельфа. Крупная аномалия (700 гамм) отмечает также южное окончание разлома Дарлинг на шельфе близ м. Деантаркасто [Hawkins e.a., 1965].

В сейсмическом отношении Западная Австралия обладает заметной активностью, причем эпицентры землетрясений, в том числе и довольно крупных ($M \geq 8$), приурочены не только к суше, но и к подводной окраине материка [ФГАМ, 1964; Barazangi, Dorman, 1968].

В последние годы в связи с поисками морских нефтяных месторождений южная часть подводной окраины Австралийского материка стала объектом интенсивных исследований, что привело к появлению значительного количества работ, подробно освещавших морфологию, геологическое строение и историю развития описываемого района [Conolly,

Von der Borch, 1967; Von der Borch, 1968; Conolly, Flavelle, Dietz, 1970;
Von der Borch, Conolly, Dietz, 1970].

Подводная окраина вдоль южной Австралии (см. рис. 17) может быть разделена на четыре части: западную (до 124° в.д.), центральную (против Большого Австралийского залива), восточную (до Бассова пролива) и выступ о-ва Тасмания.

Шельф западного участка подводной окраины материка имеет ширину от 20 до 40 миль, неровную, с мелким расчленением поверхность; местами на шельфе встречается много небольших островов и скал, сложенных докембрийскими кристаллическими породами. Иногда скалы отстоят далеко (до 30 миль) от берега вплоть до самого края шельфа, как, например, скала Поллок. Край шельфа выражен резким переломом поверхности дна, который расположен к югу от Олбани на глубине 140 м, а на 123° в.д. 110 м.

Шельф Большого Австралийского залива представляет ровную, полого наклоненную к югу поверхность, край которой повторяет очертания берега залива. Ширина шельфа до изобаты 200 м составляет 70–120 миль. На большей части шельфа отсутствуют крупные неровности дна. Только в восточной части залива появляются скалы, рифы и небольшие острова, иногда находящиеся далеко, до 40 миль, от берега (риф Ятала, острова Пирсон).

К юго-востоку от п-ова Эир ширина шельфа на коротком расстоянии до 70 миль у южной оконечности п-ова Йорк; затем против залива Сент-Винсент увеличивается до 160 миль, включая о-в Кенгуру, после чего сокращается до 35 миль у м. Джаффа (чуть западнее 140° в.д.). Край шельфа выражен переломом поверхности дна, расположенным на глубине около 165 м. Поверхность шельфа ровная, но местами на ней возвышаются холмы и скалы. Очень много скал у входа в залив Спенсер и вдоль южного берега о-ва Кенгуру. Некоторые скалы находятся на значительном удалении от острова. Так, скалы Янг-Ранс удалены от о-ва Кенгуру более чем на 20 миль. Отдельные холмы, а возможно, и скалы находятся также близ края шельфа, причем глубина над ними уменьшается на 90 м.

Следующий участок шельфа до Бассова пролива имеет сравнительно небольшую ширину, от 50 до 15 миль. Наиболее узок шельф против мысов Нортамберленд (20 миль) и Нельсон (15 миль). Край шельфа, представленный переломом профиля, имеет глубину 160–180 м. У берегов, сложенных кристаллическими породами, встречаются скалы, а вдоль края шельфа поверхность бывает более ровная, хотя и встречаются холмы с минимальной глубиной до 29 м.

Шельф между Австралией и о-вом Тасмания представляет обширное мелководье, большая часть которого занята водами Бассова пролива. Глубины в проливе не превышают 100 м, а около его западной и восточной границ располагаются мели, скалы и острова. В проливах между этими островами и на подходах к ним развит своеобразный эрозионно-аккумулятивный рельеф, связанный с деятельностью приливо-отливных и постоянных течений (рис. 20). В связи с тем, что преобладающее направление течений в этом проливе оказывается восточным, около

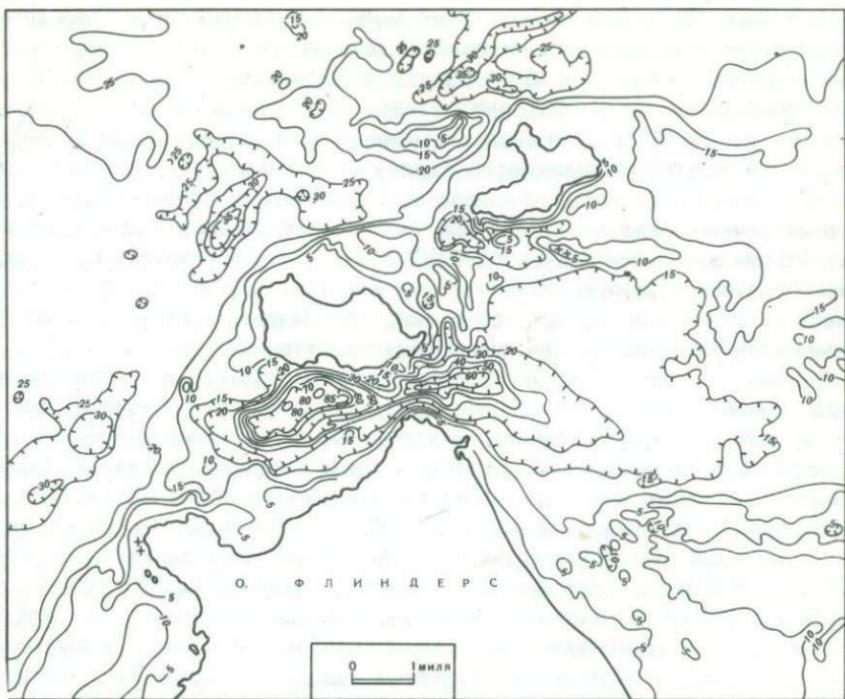


Рис. 20. Эрозионно-аккумулятивный рельеф в юго-восточной части Бассова пролива (Jennings, 1969)

проливов восточных островов развиты небольшие отмели, банки, гряды, разделенные бороздами и ложбинами, созданные благодаря размыву и переотложению донных осадков течениями [Jennings, 1959]. Подобная система мелей перед проливами получила название "подводные дельты проливов" [Дзенс-Литовский, 1957].

Вдоль западного и южного берегов Тасмании шельф снова узок. Около северо-западного мыса острова край шельфа представлен четким перегибом дна, расположенным на глубине 137 м. Ширина шельфа здесь равна 50 милям, но уже в 50 милях южнее он суживается примерно до 20 миль и сохраняет такую ширину до м. Лоу-Роки-Пойнт (43° ю.ш.). Против этого мыса шельф резко сокращается до нескольких миль и только вдоль южного берега снова расширяется до 20 миль к югу от м. Юго-Западного и до 30 миль против м. Юго-Восточного, самой южной точки Тасмании, от которой проходит юго-восточная граница Индийского океана ($146^{\circ}55'$ в.д.). На шельфе близ берега острова часто встречаются скалы и небольшие острова. Около южного берега о-ва Тасмания некоторые скалы расположены почти посредине отмели. Таковы острова Матсайкер, находящиеся в 10 милях от берега, и скала Педро-Бланка в 14 милях от м. Юго-Восточного. Вдоль восточного берега о-ва Тасмания шельф становится уже и, сохранив ширину около 20 миль, подходит к Бассову проливу.

Материковый склон вдоль южного берега Австралии и Тасмании представлен уступом, интенсивность поперечного и продольного расчленения которого, как и крутизна его, местами меняются. От м. Луин и до Большого Австралийского залива склон представляет наиболее крутой (до $20\text{--}30^\circ$) и сильно расчлененный подводными долинами и каньонами участок материкового склона Австралии. Здесь имеется около 10 крупных каньонов, не считая многочисленных более мелких подводных долин. Судя по профилям, ширина отдельных каньонов достигает 20 миль, относительная глубина 2 км. Каньоны расчленяют главным образом верхнюю, наиболее крутую часть материкового склона, Шлейф у подножия склона небольшой, что свидетельствует о незначительном поступлении осадочного материала с материка.

Против Большого Австралийского залива материковый склон становится положе, шире, а рельеф его проще; здесь нет такого обилия каньонов и долин, как у западного участка. Наиболее характерной чертой рельефа здесь являются две крупные ступени: плато Эри и Цедуна. Плато Эри расположено в западной части склона на глубине 500—1000 м. Длина плато около 150 миль, ширина в средней части 40 миль; а к краям оно выклинивается [Conolly e.a., 1970]. В восточной части залива на глубине 1000—1500 м расположено плато Цедуна длиной около 300 миль и шириной до 100 миль. В нижней части материкового склона около плато Эри и Цедуна обнаружены небольшие долины, названные каньонами Эри и Цедуна, а между ними в середине еще один каньон Экла. Каньон Эри представляет широкую пологую ложбину длиной около 50 миль, верхняя часть которой заходит в пределы плато. Каньон Экла начинается в верхней части склона, а оканчивается на глубине около 2000 м, переходя затем в широкую ложбину на поверхности шлейфа. У восточного края плато Цедуна имеются многочисленные долины: наиболее крупная (ширина 2 мили, глубина 400 м) названа каньоном Цедуна.

От Большого Австралийского залива и до Бассова пролива материковый склон снова становится крутым ($10\text{--}20^\circ$ и более) и расчлененным. Здесь появляются каньоны и подводные долины, которые местами образуют густую эрозионную сеть; наибольшее количество каньонов и долин отмечено против залива Спенсер и о-ва Кенгуру, а также в районе Портленда ($140\text{--}141^\circ$ в.д.). К югу от о-ва Кенгуру расположен наиболее крупный на этом участке каньон Муррей. Интересно отметить, что это был первый подводный каньон, обнаруженный около Австралии в 1947 г. [Sprigg, 1947].

Работы последних лет [Von der Borch e.a., 1970] показали, что каньон Муррей начинается на шельфе близ его края, а оканчивается у подножия склона на глубине около 5000 м. Каньон состоит из двух ветвей, сливающихся в одно широкое русло лишь у подножия склона. Ширина каньона составляет 14 миль, а глубина врезания достигает 2300 м. Склоны каньона крутые, а местами отвесные.

Первооткрыватель каньона Муррей, Спригг, высказал предположение о связи в прошлом каньона с одноименной рекой. Открытие погребенных долин на дне Большого Австралийского залива свидетельствуют о том, что вполне вероятно наличие подобного русла и в этой части шельфа.

Материковый склон Австралии от Большого Австралийского залива до Бассова пролива кроме поперечного характеризуется и продольным расчленением в виде ступеней. Небольшая (10–15 миль) ступень находится к югу от о-ва Кенгуру на глубине 3000–3500 м, вторая ступень, Бичпорт, шириной 20–25 миль, занимает значительный по протяженности (около 90 миль) участок склона (между 138,5 и 140° в.д.), располагаясь на глубинах от 1500 до 2500 м. Поверхность плато Бичпорт наклонена от берега и осложнена уступами и долинами. У подножия склона, расположенного на глубине около 4000–4500 м, располагается небольшой шлейф, постепенно переходящий в плоскую абиссальную равнину Южно-Австралийской котловины. Можно предполагать, что плато Бичпорт представляет опущенный блок кристаллического фундамента материка, перекрытого сверху осадочной толщей.

В районе о-ва Тасмания материковый склон изучен очень слабо. Судя по батиметрической карте, он представляет крутой уступ, сильно расчлененный многочисленными долинами. К югу от острова находится крупное поднятие дна – возвышенность Милл, которая представляет часть подводной окраины Австралийского материка, отделенную от материкового склона глубокой (до 3 км) седловиной. По форме она представляет короткий (около 400 миль), неширокий (до 200 миль) асимметричный хребет относительной высотой около 4 км. Склоны хребта крутые и местами сильно расчленены. Вершинная поверхность хребта расчлененная. Наименьшая глубина возвышенности Милл равна 730 м.

Осадки на шельфе вдоль южного берега Австралии также в основном карбонатные – ракушечные пески [Carrigy, Fairbridge, 1954]. Правда, в западной части шельфа широко представлены выходы коренных пород. Шельф Большого Австралийского залива в основном занят реликтовыми осадками – песком и ракушей [Нейман, 1965; Conolly, Von der Borch, 1967].

На шельфах мощность осадочного чехла незначительна, а местами (у берегов, сложенных древними кристаллическими породами) он практически отсутствует. Исключение составляют лишь небольшой участок шельфа к западу от Бассова пролива и сам Бассов пролив, представляющие области длительного (с мезозоя) прогибания и накопления мощных осадочных толщ.

В средней части (между 125 и 145° в.д.) материковый склон покрыт мощным осадочным чехлом, в то время как в западной части и у о-ва Тасмания мощность осадков на склоне невелика и здесь возможны выходы древних кристаллических пород.

Геофизические исследования шельфа от Большого Австралийского залива и до Бассова пролива выявили его сложное строение. Так, под осадками Большого Австралийского залива в результате геофизических работ и аэромагнитной съемки выявлен сложный погребенный рельеф на неглубоко погруженной поверхности австралийского щита (рис. 21). На карте четко выделяются три узкие (3–5 миль) депрессии, врезанные в докембрийские кристаллические породы на 500–600 м. Геологическое строение и история развития прилежащей суши свидетельствуют о неоднократных трансгрессиях и регрессиях. Особенности же морфологии

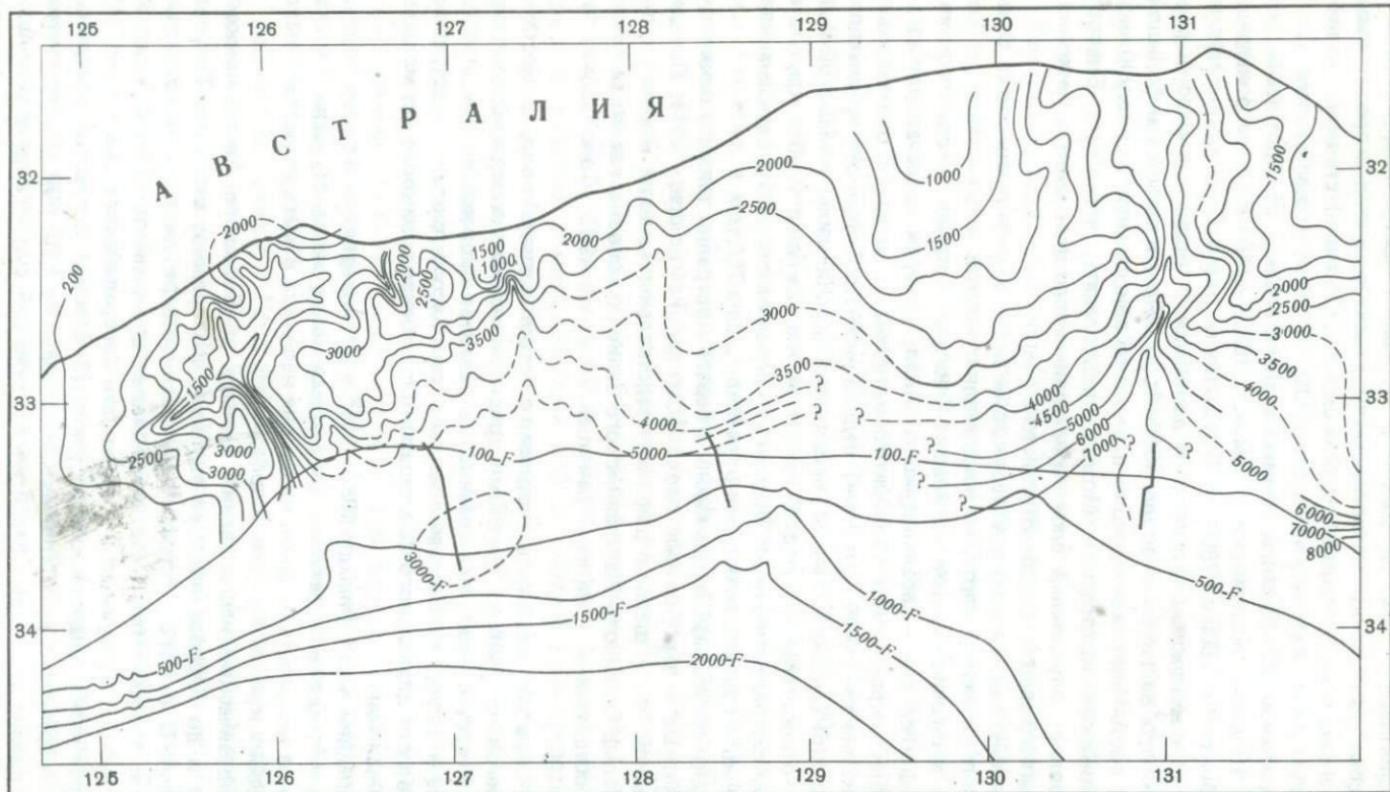


Рис. 21. Карта погребенного рельефа Большого Австралийского залива
Изопахиты в футах, 100F – изобата 100 саж. (Connelly e.a., 1970)

(извилистые ветвящиеся борозды) говорят об эрозионном происхождении этих депрессий, представляющих древние речные долины, которые оканчивались в прошлом в верхней части материкового склона [Conolly e.a., 1970].

Используя данные наземной геологии и сейсмопрофилирования, Конолли с соавторами приходят к выводу о том, что образование этих долин началось в нижнем мелу, а затем с перерывом продолжалось до плейстоцена, когда имело место последнее значительное (до 150 м) опускание уровня Мирового океана, связанное с оледенением.

Сейсмические исследования, проведенные во внешней части шельфа восточнее Большого Австралийского залива, обнаружили под тонким слоем современных осадков горизонтально-слоистую толщу третичных осадков мощностью до 750 м, залегающую с несогласием на мезозойских (меловых) отложениях. Перерыв в осадконакоплении связан с трансгрессией и представлен неровной поверхностью с глубокими депрессиями, трактуемыми как древние погребенные каньоны.

В пределах наиболее узкой части шельфа близ Бассова пролива установлено резкое увеличение мощности мезозойских отложений от края шельфа по направлению к берегу, что свидетельствует о наличии здесь значительного, заполненного осадками прогиба, весьма перспективного в нефтегазоносном отношении. Этот прогиб, называемый Отвей, захватывает не только шельф, но и прилежащую часть материка от м. Джффа до западной границы Бассова пролива, где по сейсмическим данным у края шельфа обнаружена наибольшая (1800 м) мощность третичных осадков.

Сейсмопрофилографом на поверхности плато Эри и Цедуна обнаружены мощные, до 300–600 м, осадочные толщи предположительно третичного возраста, залегающие на меловых, вероятно, дельтовых отложениях мощностью около 300 м. Под ними, судя по очень сильному отражению, залегают кристаллические породы щита.

Все это позволяет высказать предположение о том, что оба плато представляют собой древние речные дельты, сформированные в мелу двумя речными системами, устья которых обнаружены на прилежащей части шельфа [Conolly e.a., 1970]. Благодаря наличию крупных плато, на поверхности которых задерживаются осадки, шлейф у подножия материкового склона против Большого Австралийского залива не имеет значительной ширины. Это, конечно, связано и с тем, что в настоящее время поступление обломочного материала с материка, занятого огромными пустынями, незначительно.

Помимо данных о морфологии и строении осадочной толщи для подводной окраины материка вдоль южного берега Австралии, были получены данные по магнитному и гравитационному полям [Conolly e.a., 1970]. Так, аэромагнитная съемка Большого Австралийского залива выявила наличие глубоких узких депрессий, представляющих древние эрозионные долины. Отсутствие значительных магнитных аномалий в пределах материкового склона по сравнению с таковыми на шельфе и ложе рассматривается как свидетельство значительной мощности

осадочной толщи на склоне, что соответствует и данным сейсмопрофилирования.

Гравиметрические данные, полученные нис "Океанография" [Conolly e.a., 1970], показывают, что аномалии в редукции Буге в пределах материкового склона составляют + (100÷200) мгал, однако над краем шельфа они резко уменьшаются до + (40÷20) мгал, а в западной части Большого Австралийского залива даже становятся отрицательными (-60 мгал). Эти данные в совокупности с магнитными и сейсмическими данными [Hawkins e.a., 1965] позволяют сделать вывод о том, что подводная окраина материка Южной Австралии сложена корой континентального типа.

Для подводной окраины Австралии характерно следующее.

1. Широкое развитие крупных выступов и небольших ступеней, расположенных на различных глубинах — от 800 м до 3000 м. Ступени в верхней части материкового склона представляют глубоко опущенные участки внешнего шельфа и наиболее широко представлены вдоль северо-западного берега Австралии. Более глубокие ступени представляют блоки древней платформы, испытавшей начиная с палеозоя неоднократное раздробление и вертикальные подвижки, происходившие вдоль крупных тектонических разломов докембрийского щита. О материковой платформенной природе ступеней материкового склона свидетельствуют главным образом особенности гравитационного и магнитного полей.

2. На шельфе наряду с абразионно-аккумулятивными равнинами представлен эрозионно-аккумулятивный, биогенный и субазральный эрозионный, в том числе и погребенный, рельеф, что свидетельствует о сложном развитии данной поверхности, о неоднократной смене физико-географических условий. Для Австралии характерна наибольшая изменчивость как ширины шельфа (от 570 до 6 миль), так и глубины (от 75 до 850 м), что связано со значительными опусканиями его внешнего края.

3. Материковый склон имеет ступенчатый, прямой и выпукло-вогнутый профиль, поэтому крутизна склона может меняться в широких пределах, от почти горизонтальных ступеней до очень крутых (30° и более) уступов. Высота материкового склона почти повсеместно большая (3–4,5 км) и лишь в ряде мест уменьшается до 1 км. Наиболее крутые участки склона обычно интенсивно расчленены долинами и каньонами. Характерно, что вершины каньонов, как правило, не заходят далеко в пределы материкового шельфа.

5. Подводная окраина Антарктиды

Антарктический материк в отличие от других материков Земли почти полностью покрыт мощным ледниковым покровом. Только наиболее высокие вершины горных хребтов и небольшие участки около берегов бывают свободны от льда [Евтеев, 1959]. Наличие огромного ледника, активно воздействующего не только на поверхность материка, но и на его подводную окраину, привело к тому, что последняя сильно

отличается от подводных окраин других материков. В наибольшей степени это касается шельфа, который относится к особому типу "ледниковых" шельфов, характерных для областей современного или четвертичного оледенения [Живаго, 1960; Holtedahl, 1958]. Формирование подобного рельефа связано с влиянием ледовой нагрузки, приводящей, с одной стороны, к изостатическому опусканию материка и растрескиванию его поверхности, а с другой — к обработке движущимся льдом поверхности шельфа и созданию глубоких поперечных и продольных желобов обычно вдоль тектонических разломов. Кроме того, за счет отложения ледником рыхлого материала на поверхности шельфа могут создаваться валы, холмы и гряды, т.е. "подводные морены".

В настоящее время, несмотря на огромные трудности, геологическое строение и тектоника Антарктиды изучены достаточно подробно [Хайн, 1971]. Антарктический материк делится на две части: восточную и западную; первая представляет древнюю Восточно-Антарктическую платформу, опоясанную по краям горными хребтами, вторая — молодой (альпийский) орогенический пояс Антарктиды. К Индийскому океану обращена древняя платформа, что определило в общем сравнительно простое строение подводной окраины материка (шельф и материковый склон) в южной части океана.

Подводная окраина Антарктиды явилась объектом специальных исследований Советской антарктической экспедиции на дизель-электроходе "Обь" [Живаго, Лисицын, 1957; Лисицын, Живаго, 1958; Корт, 1961], в результате чего впервые было дано подробное представление о ее сложном рельефе. Так как антарктический шельф располагается на значительной глубине, его внешняя граница обычно совпадает с изобатой 500 м. Внутренняя граница проводится по краю шельфовых и выводных ледников, так как берега, сложенные коренными породами, в Антарктиде фактически отсутствуют.

Индийский сектор подводной окраины Антарктиды ограничен меридианами 20° и $146^{\circ}55'$ в.д. На востоке в море Дюрвиля ширина шельфа составляет около 60 миль. Близ берега, там, где нет ледников, встречаются небольшие мелководные участки, которые могут быть отнесены к внутреннему шельфу. Поверхность этих участков неровная: на ней много банок, мелей и скал, последние, поднимаясь над водой, образуют группы небольших островов. Например, архипелаг Пуэнт-Жесложи против станции Дюмон-Дюрвиль (140° в.д.). Внешний шельф в море Дюрвиля обладает более ровной поверхностью, наклоненной к внутреннему шельфу, вдоль края которого протягивается продольная широкая (до 30 миль) ложбина с глубинами 500–600 м. У края внешнего шельфа встречаются небольшие валы и возвышенности, глубина над которыми уменьшается до 300–200 м, а местами до 120–80 м. В западной части моря Дюрвиля на шельфе имеется глубокий (до 1719 м) желоб.

К западу от моря Дюрвиля, примерно до 115° в.д., рельеф и глубина шельфа существенно не меняются. Ширина шельфа составляет 60–80 миль, возрастая против бух. Порпос (128° в.д.) до 100 миль. Вдоль края шельфа дно приподнимается, образуя возвышенности, разделенные кое-где неглубокими седловинами. Иногда встречаются глубокие (до

3159 м) поперечные желоба, местами подходящие близко к берегу (бухты Миклухо-Маклая, Палдинг, Порпос). В середине шельфа встречаются замкнутые глубокие (до 1991 м) депрессии. Поверхность шельфа слегка волнистая [Данные... э/с "Обь", 1960].

В районе Берега Бадда ($110-115^{\circ}$ в.д.) материк образует крупный выступ, вследствие чего шельф суживается до 20 миль. При этом по-прежнему у внешнего края развиты банки (банка Питерсон) и возвышенности (минимальные глубины 80, 64 и 13 м), а у берега — глубокие (719, 841 м) впадины.

От Берега Бадда до западной оконечности шельфового ледника Шеклтона протянулось море Моусона. В его пределах шельф имеет сложное строение. Из-за резких изгибов берега ширина шельфа меняется от 10 миль около о-ва Боуман до 100 миль против бух. Винсанс. Вдоль края шельфа помимо возвышенностей развиты острова (Победа, Боуман). У берега находятся глубокие депрессии против бухт Винсанс и Миловзорова, и у края ледника Шеклтона эти депрессии соединяются с поперечными желобами, которые пересекают весь шельф и выходят на материковый склон. Долина в бух. Винсанс представляет затопленный ледниковый трог шириной 12 км и глубиной до 2287 м [Cameron, 1965].

В море Дейвиса, которое расположено между шельфовыми ледниками Шеклтона и Западным (п-ов Челюскинцев), шельф был хорошо изучен в самом начале работ Советской антарктической экспедиции [Береснев, 1962]. Это связано как с попутными промерами, сделанными при подходе судов к советской станции Мирный, так и выполнением специальных работ по изучению рельефа дна в этом районе. Шельф в районе станции Мирный обладает, пожалуй, наиболее четко выраженными морфологическими особенностями, присущими антарктическому шельфу (рис. 22). Вдоль края шельфа протягивается почти непрерывное поднятие дна, гребень которого местами имеет глубины менее 200 м (102, 109, 59 м). Против Мирного от этого поднятия в сторону берега протягивается большая возвышенность, в середине которой расположен о-в Дригальского. Поверхность отмели наклонена на юго-восток в сторону продольного желоба Лазарева, который протягивается параллельно берегу посередине шельфа, уходя на востоке и западе под ледники. Желоб Лазарева в море Дейвиса имеет асимметричный поперечный профиль: пологий (3°) внешний и крутой ($10-17^{\circ}$) внутренний склоны. Ось желоба, а следовательно, и наибольшие глубины (от 700 до 1404 м) приурочены к подножию внутреннего склона. Внешняя часть шельфа почти до самой оси продольного желоба имеет ровную, слегка волнистую поверхность. Вокруг о-ва Дригальского и к северо-западу от него развита очень ровная, почти горизонтальная равнина.

Близ оси желоба Лазарева поверхность шельфа представляет зону тектонического дробления — зону разлома. Сам внутренний склон желоба является тектоническим уступом высотой 300—400 м, а местами и до 1000 м. Параллельно ему протягивается узкий хребет. К югу от продольного уступа находится внутренний шельф, который имеет сложный рельеф. Здесь развиты многочисленные депрессии, в том числе и крупные, глубиной до 1144 м, и холмы, к которым приурочены глубины

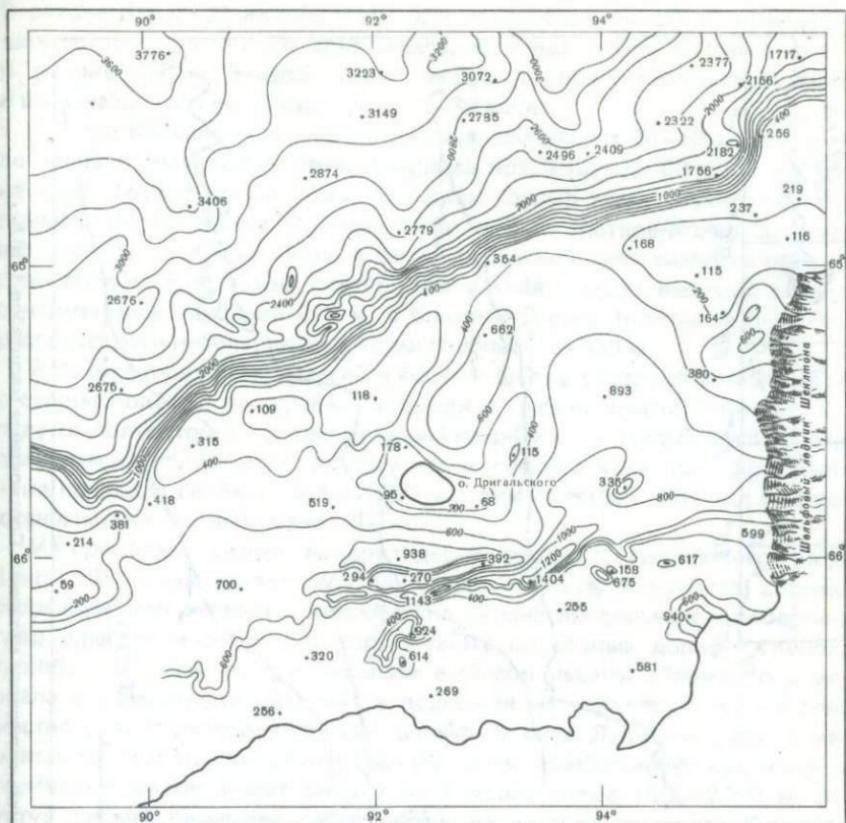
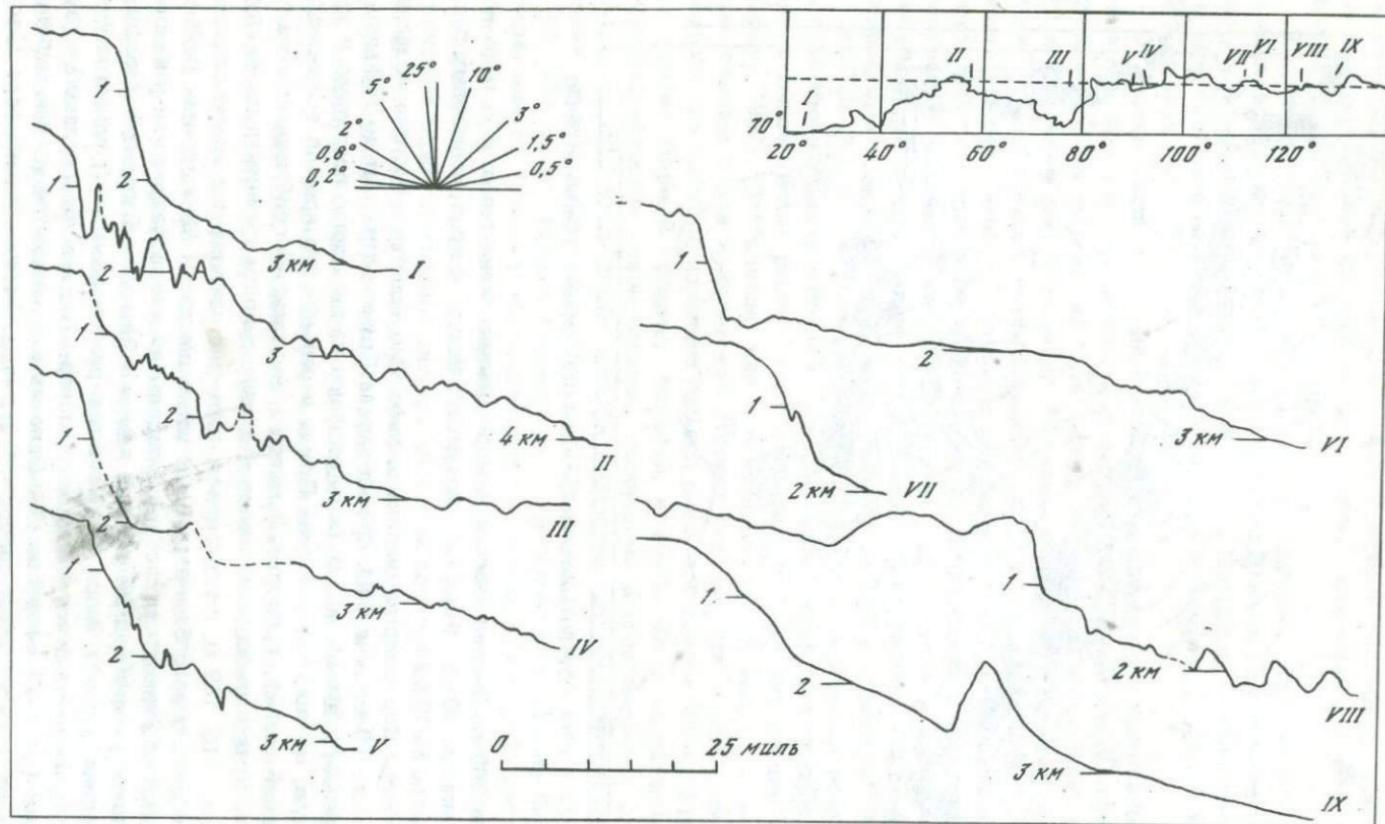


Рис. 22. Батиметрическая карта моря Дейвиса (Береснев, 1962)

менее 200 м. Ширина шельфа в море Дейвиса меняется от 110 миль на востоке до 40–30 миль на западе, сокращаясь у края шельфовых ледников до 5–10 миль.

В море Содружества ширина шельфа уменьшается с востока на запад от 90 до 40 миль и лишь против залива Прюдс возрастает до 150 миль. По рельефу шельф может быть разделен на две части: восточную и западную. На востоке в заливе Прюдс в рельефе дна хорошо выражены: внешний шельф, продольный желоб и внутренний прибрежный шельф. Вдоль края шельфа протягиваются возвышенности с минимальными глубинами 116, 149 м, от них поверхность дна наклонена к югу в сторону желоба. У самого берега глубины уменьшаются, и близ станции Дейвис развито обширное мелководье. Продольный желоб, так же как и в море Дейвиса, уходит под шельфовые ледники Эймери и Западный. Западная половина шельфа моря Содружества расположена на глубине менее 500 м, но местами на ней имеются поперечные желоба и отдельные глубокие (до 1419 м) депрессии. Одна из них находится у края ледника Эймери и представляет свободный от льда участок ледникового трога.



Р и с. 23. Профили подводной окраины Антарктического материка. Соотношение масштабов 1:18,5

В районе Берега Мак-Робертсона на шельфе очень много скал и небольших островов не только близ берега, но и вдали (до 30 миль) от него. В районе Земли Эндерби берег материка образует округлый выступ и ширина шельфа уменьшается до 15–30 миль.

В море Космонавтов ширина шельфа составляет 25–40 миль, но около заливов Амундсена, Лена, Алашеева возрастает до 60 миль, а в районе бух. Лютцов-Хольм – до 100 миль. Шельф здесь изучен слабо: например, около берега Принца Улафа и бух. Лютцов-Хольм на картах нет отметок глубины. Лишь в самой восточной части имеются промеры, судя по которым можно сказать, что у края шельфа имеются поднятия с наименьшей глубиной 218 м, а ближе к берегу (против залива Лена) располагаются небольшие депрессии глубиной до 539 м.

В районе п-ова Риссер-Ларсен и берег и шельф образуют резкий выступ в сторону океана, постепенно переходя в гребень хребта Гуннерус. К западу от полуострова находится море Риссер-Ларсена. Шельф в его пределах практически отсутствует, потому что к самому краю шельфового ледника подходят глубины более 1000 м и лишь местами (25° в.д.) встречаются отметки глубины менее 500 м.

Материковый склон Антарктиды в пределах Индийского океана (рис. 23) представляет крутой уступ, характеризующийся сложным строением, что связано с наличием на склоне продольных и поперечных гряд, хребтов и отдельных гор, а также подводных долин и глубоких желобов. В связи со значительным выносом льдами обломочного материала с поверхности материка у подножия материкового склона повсеместно развит аккумулятивный шлейф. В море Дюрвиля ширина материкового склона составляет 60–90 миль. Наибольшую крутизну материковый склон имеет вверху на глубине менее 1500–2000 м. Этот уступ сильно расчленен небольшими, но многочисленными бороздами и долинами. Кроме того, на нем встречаются узкие поперечные гребни, а у подножия – замкнутые депрессии. Нижняя, более пологая часть склона имеет более ровную поверхность, которая местами осложнена пологими поперечными ложбинами и долинами.

От моря Дюрвиля и до Берега Сабрины (примерно 118° в.д.) материковый склон имеет крутую верхнюю и пологую нижнюю части. Глубина подножия верхнего уступа увеличивается с востока на запад от 1500 до 2500 м. При этом также отмечается уменьшение расчлененности уступа в западном направлении. Нижняя часть материкового склона характеризуется сложным рельефом на востоке (126 – 135° в.д.) и более простым на западе. Верхняя часть материкового склона в море Моусона представлена уступом, подножие которого находится на глубине около 1000–1500 м. Против бух. Винсент уступ становится круче (до 20°), выше (глубина подножия 1500–2000 м) и более изрезанным.

Против шельфового ледника Шеклтона материковый склон имеет очень сложное строение. Его поверхность от края шельфа и до самого подножия расчленена многочисленными долинами, желобами, депрессиями и осложнена гребнями, горами и возвышенностями. Наиболее крупная возвышенность с плоской вершиной, расположенной на глубине 1200–1500 м, увенчана банкой Брус (наименьшая глубина 841 м). На

юго-западном склоне возвышенности находится гора с минимальной глубиной 84 м. Подножие материкового склона к северу от банки Брус (97–105° в.д.) находится на глубине более 4000 м, причем переход ко дну океанической котловины здесь резкий потому, что аккумулятивный шлейф у подножия небольшой. Ширина материкового склона в районе ледника Шеклтона составляет 80–110 миль.

В районе моря Дейвиса ширина материкового склона составляет около 40–70 миль, а против Западного шельфового ледника местами всего 30–20 миль. В восточной половине моря материковый склон исследован подробно [Береснев, 1962]. Здесь он четко делится на две части: верхнюю крутую и нижнюю пологую. Верхний уступ имеет крутизну 8–10°. Его подножие находится на глубине 1700–2000 м, реже 2500 м. Поверхность уступа местами расчленена долинами и гребнями. Нижняя часть материкового склона представляет полого (1°) наклонную равнину, край которой расположен на глубине 3200–3400 м. Против Западного ледника материковый склон изучен хуже и, по-видимому, представляет крутой уступ.

В море Содружества материковый склон вверху представлен невысоким (1000–1500 м) крутым уступом и более пологой нижней частью. Общая ширина склона равна 40–60 милям. Верхняя часть материкового склона обладает сложным рельефом в связи с наличием многочисленных выступов, поднятий, гор и небольших долин. Нижняя часть склона тоже расчленена, но формы рельефа (ложбины, возвышенности, гряды) имеют здесь более плавные очертания.

В районе Земли Эндерби материковый склон образует округлый выступ, поверхность которого расчленена подводными долинами. Кроме того, на склоне много холмов, возвышенностей и крутых массивов. Некоторые из них имеют удлиненную форму и расположены поперек склона. Наиболее длинный (120 миль) поперечный гребень протягивается от края шельфа до подножия склона в районе 50° в.д.

В море Космонавтов материковый склон снова четко делится на две части: более крутую верхнюю и пологую нижнюю. Уступ, простирающийся до глубины 1500–2500 м, имеет простой рельеф. Наоборот, нижняя часть склона сильно расчленена. Здесь наблюдается сложное сочетание положительных (холмы, возвышенности, гряды, горы) и отрицательных (долины, желоба, котловины) форм рельефа. В связи с тем что отдельные крупные поднятия далеко вдаются в пределы котловины, внешняя граница материкового склона делает резкие изгибы.

Против п-ова Рисер-Ларсен расположен крупный подводный хребет Гуннерус, представляющий один из немногих примеров перехода материковых структур в пределы ложа океана. Хребет Гуннерус – это узкий (40–50 миль) выступ материкового склона длиной 170 миль. Гребень хребта имеет хорошо выровненную поверхность, глубина которой постепенно увеличивается от 400–500 м у края отмели до 1500 м около северного окончания хребта. Ширина плоского гребня уменьшается также с юга на север от 60 миль близ края шельфа до 20 миль в средней части и 15 миль у окончания хребта. Склоны хребта расчленены слабо, поперечный профиль склонов выпуклый, так что крутизна

возрастает сверху вниз (до 10–15°). Переход от плоской поверхности гребня хребта к склонам бывает либо постепенным, либо резким. На склонах хребта на 300–500 м ниже его гребня располагается неровная расчлененная поверхность — ступень.

Как на склонах хребта Гуннерус, так и у его подножия располагаются небольшие горы. Вдоль восточного склона хребта они образуют гребни, отходящие в сторону от хребта на 20–50 миль. Неподалеку от северного окончания хребта Гуннерус на дне Африканско-Антарктической котловины имеется несколько отдельных гор высотой 1000–2500 м.

Западный участок материкового склона Антарктиды в пределах Индийского океана расположен в море Риссер-Ларсена. Верхняя часть склона представляет сравнительно слабо расчлененный уступ, подножие которого находится на глубине 2000–3000 м. Нижняя, более пологая часть склона осложнена холмами и крупными пологими поднятиями. Местами встречаются пологие поперечные депрессии; самая крупная — вдоль 20° в.д. Внешняя граница материкового склона расположена здесь на глубине 4000 м. Верхняя часть материкового склона увеличивается в западном направлении от 15 миль у подножия хребта Гуннерус до 80 миль на 20° в.д.

Донные осадки вокруг Антарктиды настолько специфичны, что это позволило выделить их в особый тип айсберговых отложений [Лисицын, 1961]. Последние характеризуются преобладанием разнообразного обломочного материала, начиная от крупных валунов, щебня, гравия и песка и кончая алевритами и тонкими илами.

Для внутреннего шельфа характерна большая пестрота и пятнистость осадочного покрова в связи с широким развитием выходов коренных пород. На внешнем шельфе преобладают песчаные и алевритовые осадки, а на дне желобов и котловин — илы. Изредка на шельфе встречаются органогенные мшанковые и губковые осадки [Значко-Яворский, Равич, 1968].

Осадки материкового склона также относятся к айсберговым, но здесь они в основном представлены тонкими алевритами, хотя на крутых склонах преобладают крупные алевриты, а на вершинах поднятий — пески и крупный каменный материал. В нижней части склона появляются глинистые илы.

Большую роль в перераспределении осадочного материала играют супензионные потоки. Именно их деятельностью в значительной степени определяется выравнивание дна у подножия склона.

Сейсмические исследования подводной окраины Антарктиды отсутствуют, поэтому общая характеристика земной коры в основном сделана по косвенным данным [Деменицкая, 1967]. В пределах материкового склона, как и у других материков, происходит резкое изменение мощности и переход от материкового типа коры к океаническому. Данные гравиметрических наблюдений [Грушинский, 1970; Корякин и др., 1970; Фролов и др., 1970] также показывают, что переход от антарктической платформы к ложу Индийского океана очень резкий и, возможно, местами сопровождается образованием глубинных разломов.

Рассматривая подводную окраину Антарктиды в целом, в первую очередь необходимо отметить ее отличие от подводных окраин других материков.

1. Характерной особенностью антарктического шельфа является четко выраженная зональность, разделение на две части: внутреннюю и внешнюю, которые отделены крутым уступом. Внутренний шельф представляет неровную мелководную (100–150 м) поверхность, большей частью перекрытую шельфовыми ледниками. Внешний шельф – это глубоко (400–500 м) опущенная выровненная ступень, наклоненная в сторону материка. Вдоль края этой ступени располагаются многочисленные холмы, возвышенности и гряды, представляющие, по-видимому, конечные ледниковые морены. С воздействием ледника связано образование на шельфе глубоких (2–3 км) продольных и поперечных желобов. Ширина всего шельфа составляет около 40–80 миль; около шельфовых ледников и выступов материкового льда она уменьшается до 10–20 миль, а против заливов возрастает до 100–150 миль.

2. Материковый склон Антарктиды сложный, что обусловлено наличием подводных каньонов, долин, небольших гор, гряд и хребтов. Поперечные профили склона сложные, но обычно вверху склон обладает наибольшей ($10\text{--}20^\circ$) крутизной, а у основания становится пологим и постепенно переходит в наклонную поверхность шлейфа. Строение материкового склона в определенной степени также определяется воздействием ледника, проявляющимся как в образовании разломов и трещин, так и в формировании специфических "айсберговых" донных осадков.

Для обрамления котловины Индийского океана характерны простые подводные окраины материков, представляющие сочетание материковой отмели (шельфа) и материкового склона. Подобное строение имеют подводные окраины Африки, Австралии, Антарктиды и значительной части Азии. Более сложный переход от материка к ложу океана имеет место в северо-восточной части Индийского океана, там, где развита Зондская островная дуга.

Знакомство с тектоникой материков показывает, что первый наиболее простой тип обрамления океанической котловины присущ тем материковым окраинам, которые приурочены к древним платформам, а второй – к современным геосинклинальным поясам. В первом случае наблюдается непосредственный контакт между двумя стабильными структурами земной коры: материковыми и океаническими платформами, а во втором – между материком и ложем океана располагается переходная зона в виде сложного морфологического комплекса островной дуги.

Наряду с чертами сходства подводные окраины материков, омываемые водами Индийского океана, имеют и отличия, причем иногда довольно существенные. Так, у Австралии на севере и северо-западе развит очень широкий шельф с яркими следами наземного субазрального рельефа и значительным опусканием внешней части, а на материковом склоне здесь имеются крупные массивы и ступени, представляющие опущенные материковые блоки. Наиболее узкая подводная окраина отмечается у Африки в связи с большой крутизной материкового склона и незначи-

тельной шириной шельфа. Подводной окраине Азии свойственны значительные колебания ширины и более сложная конфигурация. Подводная окраина Антарктиды отличается более глубоким положением шельфа и широким развитием специфического "ледникового" рельефа.

В связи с тем, что подводные окраины материков, представленные шельфом и материковым склоном, наиболее широко развиты в Атлантике, их можно относить к атлантическому типу. Островная дуга, единственная в Индийском океане, полностью соответствует аналогичным дугам Тихого океана, что позволяет относить данный тип обрамления океанической котловины к тихоокеанскому типу. Таким образом, по характеру обрамления, представленному в основном подводными окраинами материков атлантического типа, Индийский океан стоит гораздо ближе к Атлантическому океану, чем к Тихому.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ЛОЖЕ ОКЕАНА

Ложе Индийского океана срединными хребтами разделено на три сегмента: Африканский, Азиатско-Австралийский и Антарктический. Каждый сегмент системой поднятий в свою очередь делится на более мелкие части — котловины общим числом 21. Размеры и очертания котловин различны: имеются небольшие округлые котловины, поперечник которых не превышает 200–300 миль, и есть котловины-гиганты, протянувшиеся на 2500–3000 миль. Различна степень обособленности котловин: одни котловины окаймлены непрерывными высокими хребтами, другие отделены низкими порогами, третья свободно сообщаются через глубокие проходы. Различен также и рельеф дна котловин, то ровный или пологоволнистый, то холмистый и даже гористый. На дне котловин также встречаются хребты, валы, возвышенности, зоны разломов, желоба, долины и другие формы рельефа.

1. Африканский сегмент

В западной части Индийского океана вдоль восточного берега Африки расположен Африканский сегмент ложа океана, отличающийся довольно сложным строением: в его пределах имеется пять больших хребтов, ряд крупных гор, возвышенности, разломы, желоба и восемь котловин.

Котловина Агульяс расположена в юго-западной части Африканского сегмента. Естественными границами котловины являются: на севере — материковый склон южной Африки, на западе — Капский вал, на юге — Африканско-Антарктический, а на востоке — Мозамбикский хребты. В указанных границах размеры котловины, имеющей форму ромба, составляют 550 на 1500 миль. Между Мозамбикским и Африканско-Антарктическим хребтами располагается глубокий проход, через который сообщаются котловины Агульяс и Мозамбикская. В пределы Индийского океана входит восточная половина котловины, над дном которой поднимается крупный горный массив — возвышенность Агульяс. Эта возвышенность отгораживает от центральной части котловины Агульяс ее северо-восточный угол, что позволяет выделять его в качестве самостоятельной котловины Транской [Simpson, 1966].

Дно котловины Агульяс (рис. 24) близ подножия материкового склона занято волнистой равниной, которая с приближением к срединно-

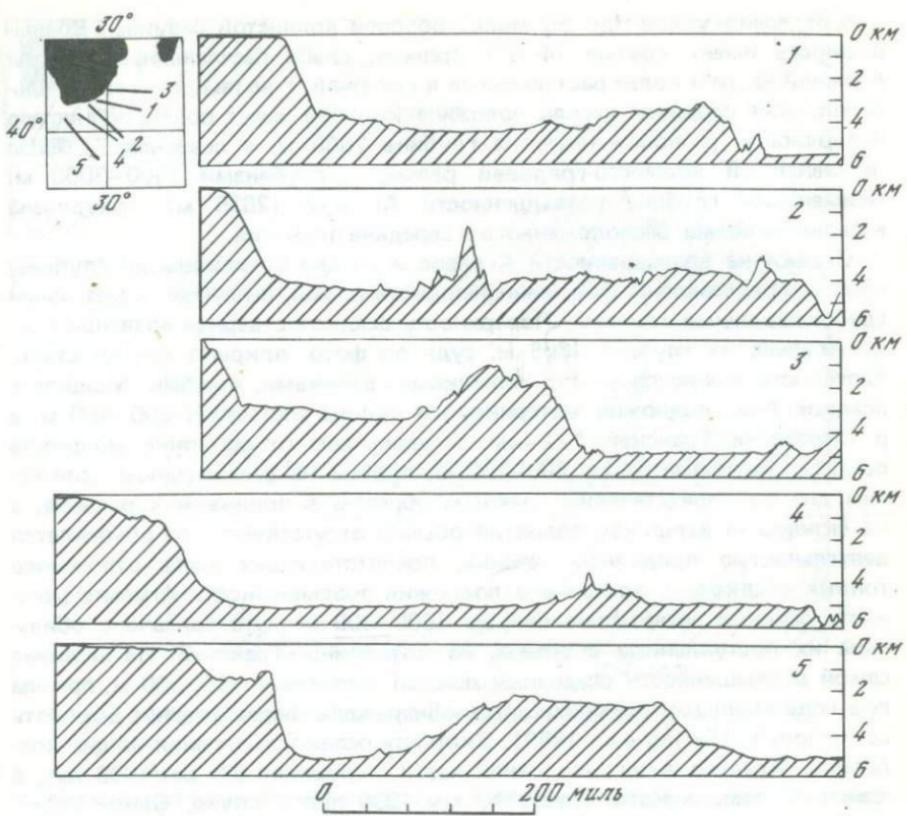


Рис. 24. Профили котловины и возвышенности Агульяс

океаническому хребту сменяется холмистым рельефом. Наибольшего развития волнистая равнина достигает в северо-восточном углу на дне котловины Транской. В центральной части котловины возвышаются отдельные холмы и горы, по-видимому, вулканического происхождения. Крупные горы расположены у подножия материкового склона (Натал — 1811 м) и около возвышенности Агульяс (Африканка — 1434 м).

Холмистый рельеф, развитый вдоль подножия Африканско-Антарктического хребта, представляет, по-видимому, грядовый рельеф, типичный для срединно-океанических хребтов. Наиболее широко (300 миль) он развит в юго-западной части котловины, причем амплитуда расчленения местами здесь достигает 1000 м. Восточнее полоса, занятая холмистым рельефом, сокращается до 100 миль, а местами и менее. В юго-восточной части котловины Агульяс располагается область наибольших глубин (более 5500 м), которая протянулась узкой полосой вдоль подножия срединного хребта. Здесь к небольшому узкому желобу приурочена максимальная глубина котловины, равная 6150 м.

Возвышенность Агульяс, находящаяся близ южной оконечности Африки, представляет массивное поднятие дна прямоугольных очертаний относительной высотой 2—2,5 км. От подножия материкового склона

ено отделено узкой (до 50 миль) полосой волнистой равнины. Возвышенность имеет крутые (4–6°) прямые, слабо расчлененные склоны в южной части и более расчлененные в северной. У возвышенности Агульяс плоская вершина, южная половина которой имеет пологоволнистую поверхность, расположенную на глубине 2500 м, а северная — более расчлененный холмисто-грядовой рельеф с глубинами 2500–3000 м. Наименьшая глубина возвышенности Агульяс (2025 м) приурочена к вершине холма, расположенного в середине поднятия.

Осадки на возвышенности Агульяс и на дне котловины до глубины 4500 м представлены фораминиферовыми илами, а глубже — красными глубоководными глинами. Поверхность осадков севернее возвышенности Агульяс на глубине 4656 м, судя по фото, покрыта неровностями биогенного происхождения: холмиками, валиками, ямками. Мощность осадков близ подножия материкового склона составляет 300–400 м, а в котловине Транской 1–2 км. С удалением от материка мощность осадков уменьшается до 200–100 м, причем на расчлененном холмистом дне они представлены главным образом в понижениях рельефа, а на склонах и вершинах поднятий обычно отсутствуют, что объясняется деятельностью придонных течений, препятствующих здесь отложению тонких осадков. У восточного подножия возвышенности Агульяс мощность осадков значительно больше (500–900 м), что связано с обильным их поступлением с севера, из котловины Транской. На вершине самой возвышенности осадочный покров составляет 400–500 м, причем под современными осадками здесь обнаружены более древние — вплоть до меловых [Ewing e.a., 1969]. Скорость осадконакопления на дне котловины Агульяс в юго-восточной части составляет 6,8 мм/1000 лет, а южнее Мозамбикского хребта 19 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969].

Разрез земной коры на ложе океана получен севернее возвышенности Агульяс [Graham, Hales, 1965]. По мощности (7 км) и строению она близка океанической, но отличается утолщенным до 2 км верхним осадочным слоем, что связано с накоплением осадков между подножием материкового склона и склоном возвышенности.

Магнитное поле между возвышенностью Агульяс и материковым склоном более спокойное, чем над самой возвышенностью и юго-восточной частью котловины. Амплитуда аномалий достигает 800 гамм на вершине возвышенности и 500 гамм на дне котловины [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Измерения силы тяжести в северной части котловины [Graham, Hales, 1965] показывают, что аномалии в свободном воздухе над возвышенностью Агульяс составляют + (20–30) мгал, уменьшаясь к подножию материкового склона до –10 мгал. Тепловой поток в северо-восточной части котловины составляет 1,3–1,6 мккал/см²·с, так как немного выше средней величины (1,2) для котловины Индийского океана. В сейсмическом отношении котловина Агульяс спокойна; землетрясения на ее дне очень редки.

Мозамбикская котловина представляет узкую (около 300 миль) вытянутую (до 1500 миль) меридиональную депрессию, ограниченную на западе материковым склоном Африки и склоном Мозамбикского хребта, а на востоке — склонами о-ва Мадагаскар и Мадагаскарского хребта.

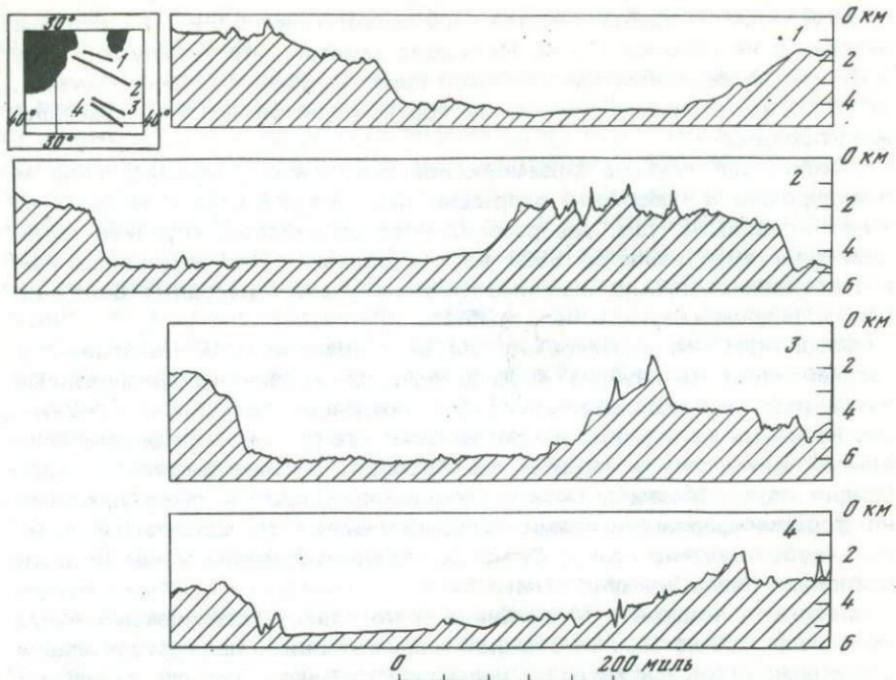


Рис. 25. Профили Мозамбикской котловины и Мадагаскарского хребта

та. На юге котловина соединяется с котловиной Агульяс, так как относительная высота порога между котловинами составляет всего 200–300 м. На севере Мозамбикская котловина отделена от Коморской котловины порогом с глубинами около 2500 м. Большая часть Мозамбикской котловины занята волнистой равниной, поверхность которой наклонена к югу (рис. 25). В южной половине котловины вдоль подножия Мозамбикского хребта протягивается небольшая плоская субгоризонтальная равнина. К югу от 34–35° ю.ш. дно котловины занято в основном расчлененным холмистым рельефом, в пределах которого встречаются небольшие участки выровненного дна.

Поступление осадочного материала на дно котловины в основном происходит с севера, с поверхности Африканского материка и о-ва Мадагаскар. Об этом свидетельствуют и русла суспензионных потоков, по которым осуществляется перемещение осадочного материала, формирующего плоскую субгоризонтальную равнину вдоль западного края котловины. На дне котловины, главным образом в ее северной части, имеется несколько подводных гор вулканического происхождения. Вершины двух гор слегка поднимаются над водой, образуя о-в Европа и атолл Басас-да-Индия. Вершины других гор имеют глубины: 179, 412, 993 м и т.д. Гора Холл в 42 милях к юго-западу от атолла Басас-да-Индия представляет конус с плоской вершиной диаметром 5 миль и наименьшей глубиной 435 м [Hall, 1961]. В южной части котловины, близ подножия

Мадагаскарского хребта, имеется гора высотой около 5 км. Ее вершина находится на глубине 113 м. Интересно заметить, что эта глубина имелась уже на первой батиметрической карте Мирового океана [Рыкачев, 1881]. Еще несколько подводных гор высотой около 1,5 км расположено поблизости.

Наибольшая глубина Мозамбикской котловины составляет 6046 м и приурочена к небольшой депрессии, находящейся близ южного окончания котловины, там, где располагается ее наиболее глубокая часть, оконтуриваемая изобатой 5500 м. Как видим, в этой котловине, как и в котловине Агульяс, наиболее глубокие участки находятся близ подножия срединно-океанического хребта.

Фотографии показывают, что на дне Мозамбикской котловины в средней части на глубине 4845 м имеются хорошо сформированные знаки ряби — прямолинейные гребни, созданные придонными течениями. На севере на илистом дне Мозамбикского пролива преобладает биогенный микрорельеф: извилистые борозды, валики, холмики, поры. Осадки на дне Мозамбикской котловины представлены преимущественно фораминиферовыми илами. Лишь в южной части встречаются красные глубоководные глины. Скорость осадконакопления в южной части котловины равна 11 мм/1000 лет.

Мощность осадков в Мозамбикской котловине увеличивается с юга на север от 500 до 1800 м. В южной части котловины под горизонтально-слоистыми осадками погребен сильно расчлененный рельеф, отдельные вершины которого возвышаются над равниной в виде холмов и гор.

Земная кора в средней части котловины у подножия Мозамбикского хребта имеет мощность 9,5 км за счет увеличения третьего слоя. Поверхность М находится на глубине 14,5 км, скорость 8,17 км/с. По-видимому, под южной частью котловины развита океаническая кора, мощность которой возрастает с приближением к Мозамбикскому хребту. Аномалии силы тяжести в северной части котловины в Мозамбикском проливе колеблются от $-(33 \div 11)$ мгл до +32 мгл (в свободном воздухе), а южнее пролива (до 30° ю.ш.) от -12 до 0 и даже +23 мгл. Аномалии Буге в северной мелководной части пролива равны $+(200 \div 150)$ мгл [Talwani, 1962]. Тепловой поток изменяется от 1,8 до 0,7 мкал/см²·с, уменьшаясь в целом с юга на север. В сейсмическом отношении дно котловины спокойно: землетрясения здесь очень редки.

Мадагаскарский хребт — массивное поднятие дна, протянувшееся от о-ва Мадагаскар к югу почти на 700 миль. Данный хребет, по существу, представляет подводное продолжение о-ва Мадагаскар. На юге хребет вплотную подходит к Западно-Индийскому хребту. Мадагаскарский хребет имеет широкий гребень с глубинами от 1000 до 2500 м, над которым поднимаются горы высотой до 1000 м. Наименьшая глубина Мадагаскарского хребта (20 м) приурочена к вершине горы Уолтерс, расположенной близ южного окончания хребта, примерно на 33° ю.ш. Над хребтом поднимается еще несколько гор, вершины которых имеют глубины 567, 600 м и более. Слоны хребта довольно крутые — до 10–20°. Относительная высота обоих склонов хребта увеличивается от 1500–2000 м на севере до 2500–3000 м на юге. Ширина хребта составляет 200–250 миль,

но на 28–29° ю.ш. возрастает до 300 миль благодаря массивному выступу восточного склона.

Осадки на хребте преимущественно фораминиферовые илы, но на гребне они обогащены песчаным материалом. Мощность осадков близ южного окончания хребта по данным профилографа резко меняется от нуля или нескольких десятков метров над поднятиями до 500–1000 м в понижениях коренного рельефа. Гравитационные аномалии в северной части хребта близ о-ва Мадагаскар меняются от –6 до +36 мгал (в свободном воздухе), отражая неровности его рельефа. Тепловой поток, судя по одному измерению, равен $1,65 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Хребет асейсмичен, лишь к южной части хребта приурочено несколько эпицентров землетрясений.

Мадагаскарская котловина — крупная депрессия Индийского океана, расположенная к юго-востоку от о-ва Мадагаскар. С запада и юго-востока котловина ограничена склонами о-ва Мадагаскар, Мадагаскарского и Западно-Индийского хребтов; северная граница образована цепью Маскаренских островов и ряда подводных гор. Форма котловины близка к, равнобедренному прямоугольному треугольнику с длиной сторон около 740 и 1100 миль. Котловина хорошо обособлена от окружающих котловин, за исключением Маскаренской, с которой ее связывает широкий глубокий проход, находящийся у восточного подножия о-ва Мадагаскар. На дне Мадагаскарской котловины преобладает холмистый и холмистогрядовый рельеф. Только в северо-западной части котловины близ о-ва Мадагаскар развита аккумулятивная равнина, представляющая южное окончание равнины Маскаренской котловины. Наиболее сильно расчленено дно в северо-восточном углу Мадагаскарской котловины, амплитуда расчленения рельефа здесь столь велика (1000 м и более), что это, по существу, настоящий гористый рельеф. Юго-восточнее о-ва Маврикий располагается сильно расчлененное дно, представленное глубокими желобами и узкими гребнями. Это зона разлома Маврикий, протянувшаяся отсюда в юго-западном направлении почти на 700 миль. Около о-ва Маврикий расположен одноименный желоб глубиной до 5300 м, однако южнее о-ва Реюньон максимальные глубины в желобах достигают 5815 м. Зона разлома Маврикий является естественной границей между расчлененным рельефом и волнистой аккумулятивной равниной, находящейся к северо-западу от разлома близ островов Маврикий и Реюньон. Вокруг о-ва Родригес дно котловины также представлено аккумулятивной равниной шириной около 40 миль. Можно полагать, что выравнивание дна близ островов связано с поступлением материала как с суши, так и с подводных склонов островов.

Широкое развитие сильно расчлененного рельефа на дне Мадагаскарской котловины, особенно близ подножия срединно-океанических хребтов, связано с развитием последних. В 36-м рейсе в северо-восточном углу Мадагаскарской котловины именно в пределах сильно расчлененного гористого рельефа были проведены детальные исследования на полигоне ст. 5323–IX размером 14 на 11 миль. Как видно на батиметрической карте (рис. 26), амплитуда расчленения рельефа достигает здесь 2000 м, крутизна склонов 20–30°, а местами и более. Большинство форм рельефа на полигоне ориентировано в направлении с юго-востока на северо-запад.

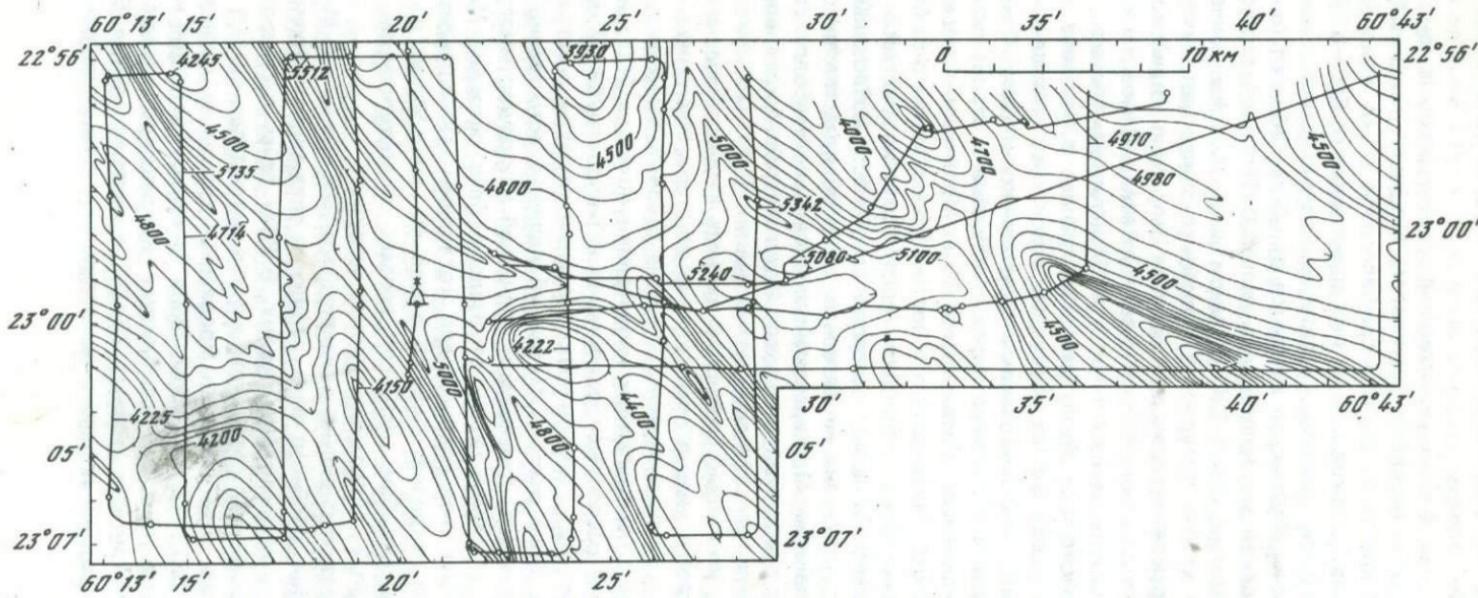


Рис. 26. Батиметрическая карта северо-восточной части Мадагаскарской котловины

тока на северо-запад. Данное направление оказывается перпендикулярным к направлению окружающих форм рельефа. Однако в настоящее время известны многочисленные случаи взаимно перпендикулярного расположения форм рельефа на срединно-океанических хребтах, в зонах разломов и на дне океанических котловин, что обычно связано с наличием двух структурных планов.

Расчлененность дна Мадагаскарской котловины в целом уменьшается к западу, что связано с приближением к источнику поступления обломочного материала — о-ву Мадагаскар. Наибольшая глубина Мадагаскарской котловины, равная 6400 м, приурочена к небольшому желобу, расположенному неподалеку от подножия Западно-Индийского хребта. Микрорельеф на дне котловины представлен как эрозионно-аккумулятивными (гряды, "хвосты" осадочного материала около неровностей), так и биогенными (холмики, ямки, фекалии) формами.

Осадки на дне котловины — преимущественно красные глубоководные глины. Скорость осадконакопления колеблется от 6 до 16 мм/1000 лет, увеличиваясь к северу по мере приближения к островам. Мощность осадков резко меняется от нуля на гребнях поднятий до 200 м в понижениях. Поверхность подстилающих пород очень неровная.

Земная кора на дне Мадагаскарской котловины, судя по трем разрезам в северо-восточной части [Непрочнов, 1970; Francis, Raitt, 1967], типично океаническая: мощность 4,7—5,4 км, скорость на границе M 7,1 км/с, слои 2 и 3 имеют мощность 0,7—1,2 и 3,8—4,1 км, а скорость 5,0—5,5 и 6,7—6,9 км/с соответственно. Магнитное поле в северо-восточном углу котловины отличается значительной изменчивостью: аномалии, сохраняя отрицательное значение, колеблются от 500 до 0 гамм. Тепловой поток составляет 0,9—1,8 мккал/см²·с. Сейсмически дно котловины спокойно: здесь отмечено несколько слабых землетрясений.

Маскаренская котловина — обширный участок ложа океана, ограниченный на западе склонами о-ва Мадагаскар и поднятием островов Фаркуар, а на востоке — Маскаренским хребтом. Северная и южная границы котловины в значительной степени условны: на севере — это прямая, соединяющая поднятие островов Агалега и юго-восточное окончание Амирантского хребта, на юге — линия, проходящая по поднятию о-ва Реюньон (Маскаренские острова) до о-ва Мадагаскар по 21° ю.ш. Таким образом, связь Маскаренской котловины и с северной (Амирантской) и с южной (Мадагаскарской) котловинами свободная, так как между ними практически нет порогов. В данных границах Маскаренская котловина имеет форму неправильного четырехугольника; длина ее с севера на юг составляет 700 миль, а ширина с запада на восток 400—550 миль. Дно котловины большей частью занято аккумулятивными равнинами: плоскими преимущественно в западной половине, и волнистыми в восточной (рис. 27). Однако среди равнин встречаются небольшие участки расчлененного дна. У подножия склонов как о-ва Мадагаскар, так и Маскаренского хребта дно котловины представляет наклонную волнистую равнину.

Наклонная равнина у подножия о-ва Мадагаскар наибольшую (до 100 миль) ширину имеет около северного окончания острова. Южнее,

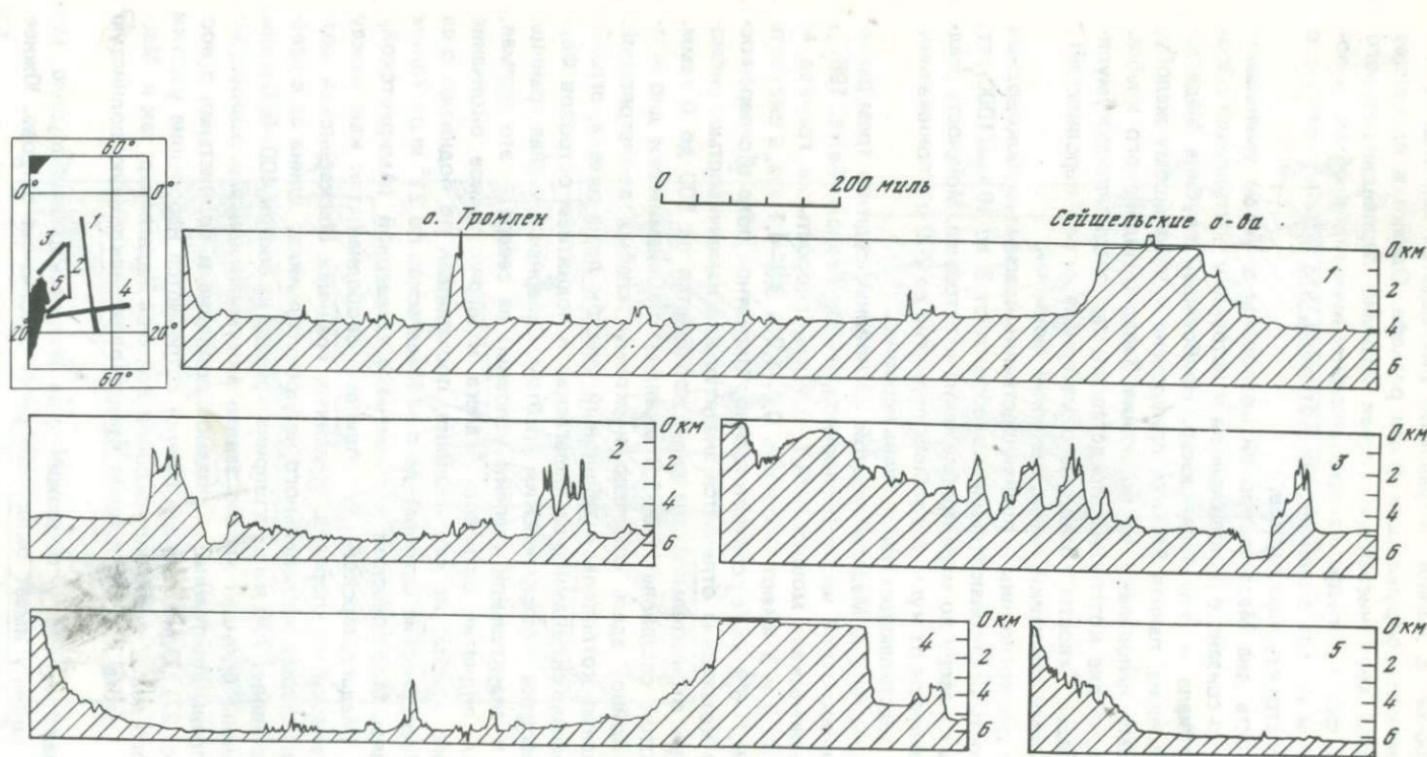


Рис. 27. Профили Маскаренской и Амирантской котловин, Маскаренского и Амирантского хребтов и массива Фаркуар

между 18 и 21° ю.ш., ширина этой равнины резко сокращается. К востоку наклонная равнина сменяется плоской субгоризонтальной равниной, которая пролегает вдоль всего о-ва Мадагаскар. Ширина плоской равнины составляет около 200 миль. Глубины в пределах равнины увеличиваются с севера на юг от 4500 до 5100 м. Близ южной границы котловины измерена наибольшая глубина Маскаренской котловины 5349 м. В южной части котловины между островами Тромлен и Маврикий плоская равнина образует ступени, поднимающиеся к юго-востоку. Наиболее обширная ступень, расположенная у подножия о-ва Маврикий, характеризуется глубинами 4400–4370 м. Около о-ва Тромлен расположена наиболее глубокая (4600–4750 м) ступень. Как видно на профиле, у края ступеней располагаются холмы или горы, являющиеся "плотинами", которые задерживают переносимый у дна материал.

Наклонная аккумулятивная равнина в восточной части Маскаренской котловины у подножия одноименного хребта имеет ширину около 100 миль, поверхность равнины слабо волнистая, а местами ровная. Наклон ее составляет около 5–10'. Над равниной возвышаются одиночные массивные горы высотой 600–700 м. Расчлененный рельеф, по-видимому, не занимает на дне котловины обширных площадей. Скорее всего, это небольшие возвышенности и горные массивы размером до нескольких десятков миль. Относительная высота поднятий может достигать 1000 м и более. Кроме глыбовых гор на дне Маскаренской котловины имеются вулканические горы, представляющие правильные конусы. Такая гора была открыта и обследована в 31-м рейсе "Витязя" и названа именем Бардина [Белоусов, 1965]. Это правильный вулканический конус (рис. 28) высотой 3200 м, на вершине которого имеется кратер диаметром около одной мили. Наименьшая глубина горы равна 1523 м, крутизна склонов 11–16°, а около вершины 21°. Диаметр основания горы около 18 миль. Две крупные подводные горы находятся в южной части котловины близ о-ва Реюньон. Наиболее высокой горой Маскаренской котловины, несомненно, является гора, вершина которой образует о-в Тромлен высотой всего 5 м. Острыв представляет приподнятый коралловый риф, у которого плоская равнина лагуны окружена сейчас береговым валом, сложенным из обломков кораллового известняка. На северо-западе вал отсутствует, и здесь развит песчаный пляж. Относительная высота горы составляет около 4700 м, крутизна склонов 30–40°.

Восточнее о-ва Тромлен на дне котловины имеется небольшая зона разлома, которая названа зоной разлома Тромлен. Это неширокая (50 миль) полоса сильно расчлененного дна, протянувшаяся с юго-запада на северо-восток почти на 150 миль. Судя по имеющимся профилям, в ее пределах развиты узкие гряды и желоба. Глубина над гребнями равна 4000–4500 м, а в желобах 4900–5100 м.

На дне Маскаренской котловины встречается много холмов, которые местами образуют значительные скопления. В 36-м рейсе "Витязя" один из полигонов был сделан в этой котловине именно над группой холмов. Полигон ст. 5321–VIII размером 21 на 7 миль расположен в 150 милях севернее о-ва Тромлен. Длина промерных галсов составляет 200 миль. Как видно на батиметрической карте и профилях (рис. 29), глубины

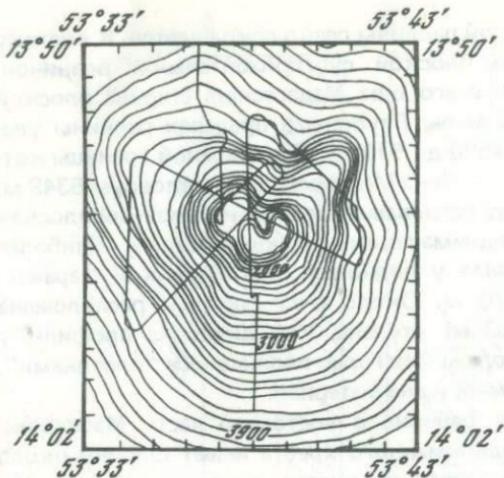


Рис. 28. Батиметрическая карта подводной горы Бардина (Белоусов, 1965)

в пределах полигона меняются от 4000 до 4600 м. Отдельные формы рельефа имеют округлые очертания, но вместе с тем местами намечается субмеридиональная вытянутость некоторых форм. В южной части полигона находятся два крупных холма с несколькими вершинами каждый. Восточный из этих холмов, относительной высотой 450 м, вытянут в направлении северо-северо-запад—юго-юго-восток.

Северная вершина холма имеет глубину 4175 м. От южной вершины она отделена седловиной с глубиной немногим более 4200 м. Южная вершина является самой высокой точкой в пределах полигона: глубина над ней равна 4002 м. Северо-восточный склон холма около вершины очень крут — до 37° , близ северной вершины склон несколько положе, 15° . Противоположный юго-западный склон холма еще положе — всего 6° . Размеры основания холма 2 на 6 миль. Соседний западный холм слегка вытянут в меридиональном направлении. Размеры его основания 4 на 5 миль, крутизна склонов составляет 5° на южной стороне и 15° на восточной. Данный холм увенчен тремя вершинами. Относительная высота холма над прилегающей с запада равниной равна 500 м.

От этих двух холмов к северу протягивается вал шириной 0,5–1,5 мили, увенчанный небольшими возвышенностями относительной высотой до 60 м. Поверхность вала, так же как и дно расположенной западнее пологой ложбины, постепенно понижается к северу. Крутизна склонов небольших холмов и валов обычно не превышает 1° и лишь в отдельных случаях возрастает до 10° . Судя по рельефу, можно предполагать, что на полигоне развит первичный расчлененный рельеф как тектонического, так и вулканического происхождения.

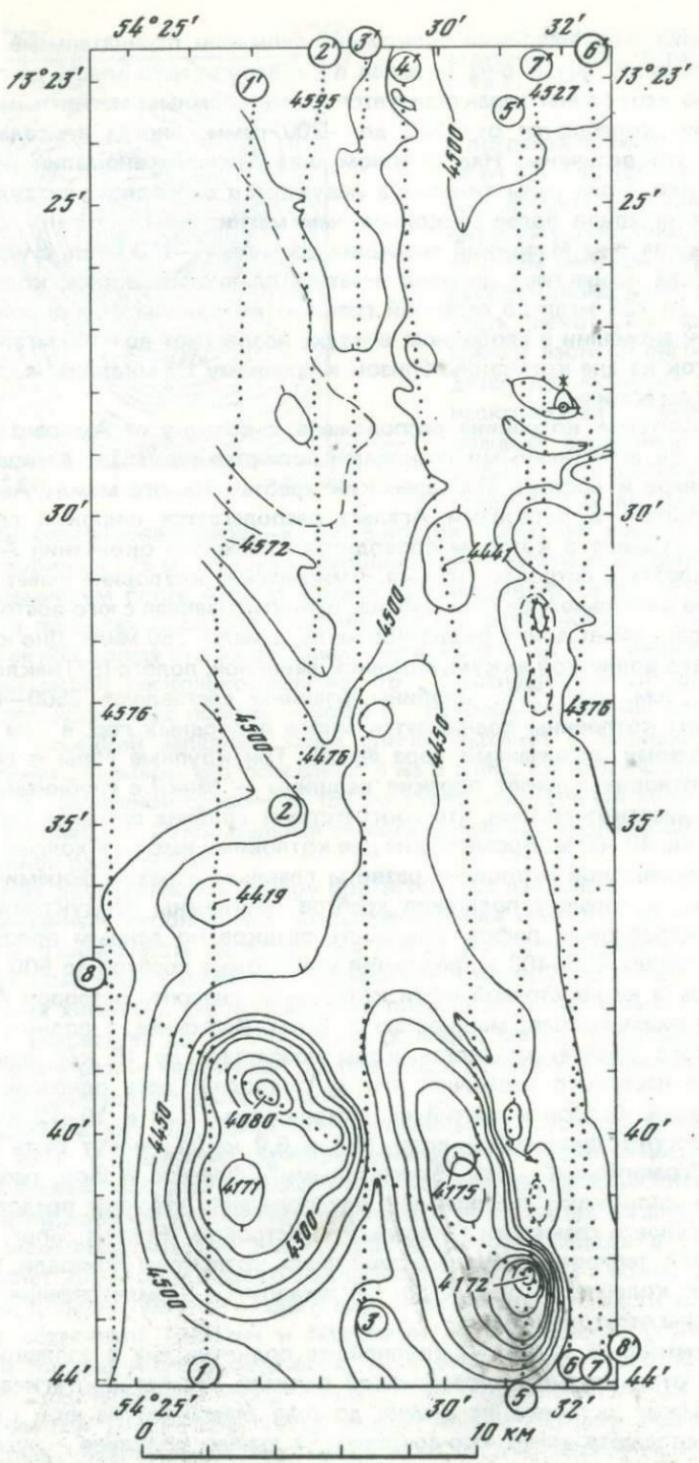
Осадки на дне Маскаренской котловины в основном фораминиферовые илы, у подножия хребтов обогащенные коралловым материалом. В южной, наиболее глубокой части котловины располагается небольшое пятно красной глубоководной глины. Встречаются на дне котловины и железомарганцевые конкреции. Мощность осадков в котловине составляет 200–400 м и резко увеличивается (до 700 м и более) с приближением к поднятию о-ва Мадагаскар. В юго-восточной части котловины между островами Тромлен и Маврикий на поверхности ступеней осадочный покров имеет одинаковую мощность — около 200 м, так как рельеф подстилающих пород ровный. По определениям ГСЗ севернее о-ва Тромлен [Непрочнов, 1970] земная кора в середине Маскаренской котловины океаническая. Магнитное поле на дне Маскаренской котло-

вины близ о-ва Маврикий спокойное, аномалии отрицательные — (100 \div 200) гамм. В районе о-ва Тромлен и к северу от него вплоть до о-ва Агалега дно котловины характеризуется более сложным магнитным полем: аномалии колеблются от +200 до -200 гамм, иногда несколько превышая эти величины. Над склоном о-ва Тромлен аномалия достигает -300 гамм. Поле силы тяжести в редукции в свободном воздухе вдоль того же профиля более спокойное, чем магнитное [Admiralty..., 1963]. У подножия о-ва Маврикий аномалии достигают -110 мгал, с удалением от острова возрастают до нуля и затем, плавно изменяясь, колеблются от -50 до +20 мгал до северной границы котловины. Над склоном о-ва Тромлен аномалии в свободном воздухе возрастают до +140 мгал. Тепловой поток на дне котловины близок к среднему 1,3 мкал/см²·с. Дно котловины асейсмично.

Амирантская котловина расположена к востоку от Амирантских островов. Ее естественными границами являются на западе Амирантский, а на севере и востоке Маскаренский хребты. На юге между Амирантским хребтом и островами Агалега располагается широкий глубокий проход, граница в котором проводится от южного окончания Амирантского хребта к островам Агалега. Амирантская котловина имеет форму, близкую к овальной. Ее большая ось, ориентированная с юго-востока на северо-запад, имеет длину около 450 миль, а малая 250 миль. Дно котловины занято волнистой аккумулятивной равниной, полого (5°) наклоненной к югу (см. рис. 27). Глубины равнинны составляют 2500—4495 м. Над дном котловины поднимается много подводных гор, в том числе и обнаруженная англичанами гора Фреда. Три крупные горы в северной части котловины имеют плоские вершины — банки с глубинами в несколько десятков метров, что соответствует глубине соседней Сейшельской банки, 40—60 м. Кроме гор на дне котловины имеются холмы.

В Амирантской котловине развиты главным образом фораминиферовые илы, которые у подножия хребтов обогащены продуктами разрушения коралловых рифов. Мощность осадков по данным профилографа составляет 200—400 м, возрастающая у подножия хребтов до 600 м. Земная кора в юго-восточной части котловины, севернее островов Агалега, типично океаническая, мощностью 5—6 км. Восточнее, у подножия Маскаренского хребта, мощность коры возрастает до 15 км, однако ее строение настолько необычно, что не позволяет дать однозначной интерпретации. Второй и третий слои мощностью 2—3 и 10—12 км, судя по скоростям продольных волн (5,5 и 6,0 км/с), могут быть осадочными, "гранитными", или "базальтовыми". Фрэнсис и Шор, рассматривая эти слои как "гранитные", предполагают, что они представляют единое целое с гранитами Сейшельских островов [Francis, Shor, 1966]. Измерения теплового потока в этой части котловины показали, что его величина колеблется от 0,3 до 1,6 мкал/см²·с. Землетрясения на дне котловины отсутствуют.

Маскаренский хребет — крупнейшее поднятие дна в западной части океана, отличающееся дугообразной формой. Хребет протягивается от Сейшельских островов на севере до о-ва Маврикий на юге. Северная половина хребта имеет юго-восточное, а южная половина — юго-запад-



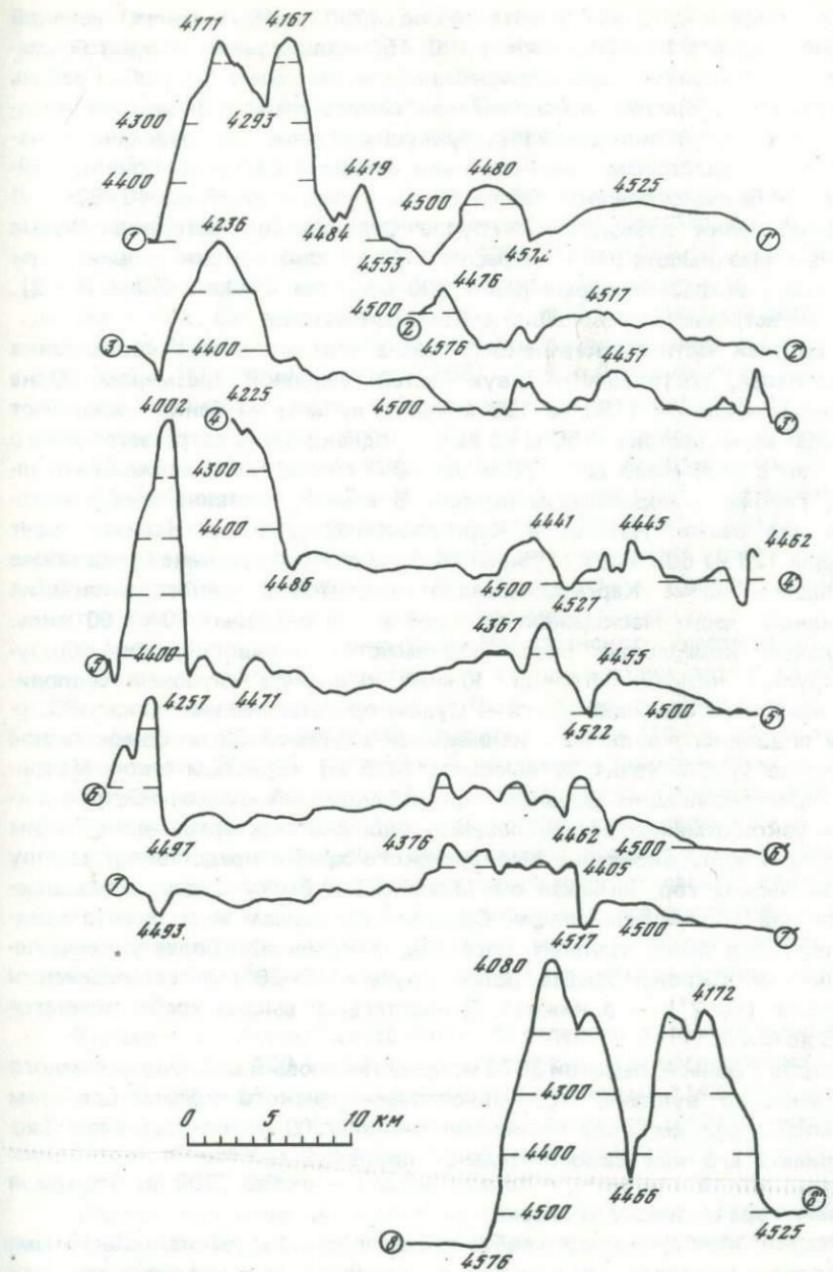


Рис. 29. Батиметрическая карта и профили холмистого дна Маскаренской котловины

ное простиранье. Длина хребта около 1250 миль, ширина северной половины хребта 100–200, южной 100–150 миль, однако у южного окончания (о-в Маврикий) ширина хребта составляет всего 60 миль. Гребень Маскаренского хребта, за исключением самого южного окончания, представляет плоскую или слегка выпуклую поверхность, разделенную неглубокими седловинами на несколько отмелей. Северная отмель, Сейшельская банка размером 150 на 60 миль, имеет глубины 40–60 м. В середине банки возвышается группа Сейшельских островов. Самые крупные, Маэ (высота 916 м), Праслен (384 м), сложены докембрийскими гранитами, возраст которых равен 600 млн. лет [Baker, Miller, 1963]. Здесь же встречаются небольшие коралловые острова.

В средней части Маскаренского хребта находится коралловая банка Сая-де-Малья, состоящая из двух частей: северной (размером 80 на 25 миль) и южной (150 на 120 миль). Глубины на банке составляют 200–300 м на востоке и 50 м на западе, однако здесь встречается много поднятий с глубинами до 7–20 м. До 60 м дно на банке сложено кораллами, глубже – коралловым песком. В южной половине хребта находится две банки: Назарет и Каргадос-Карахос. Банка Назарет имеет размеры 120 на 60 миль и глубины 16, 25 м и более. Сложена банка также кораллами. Банка Каргадос-Карахос находится у южного окончания массивной части Маскаренского хребта. Ее размеры 80 на 50 миль. Отдельные коралловые рифы поднимаются над водой, они образуют группы низких островов. Южнее, отделяясь глубокой седловиной, находится еще одна банка – Судан, представляющая плоскую вершину подводного вулкана с наименьшей глубиной 38 м. Самое южное окончание хребта увенчано высоким (826 м) гористым о-вом Маврикий, представляющим древний полуразрушенный вулкан. Остров окружен узкой отмелю, расширяющейся лишь около северной части. Таким образом, южное окончание Маскаренского хребта представляет группу вулканических гор, включая о-в Маврикий и банку Судан, возвышающиеся над общим основанием. Средняя и северная части хребта представляют ряд очень крупных массивов, соединенных более узкими перемычками. Слоны хребта более круты ($15-20^\circ$) в верхней части и положе (до 2°) – в нижней. Относительная высота хребта меняется от 1,5 до 4 км.

Остров Реюньон, высотой 3070 м, представляющий вершину огромного действующего вулкана, отделен от Маскаренского хребта широким (40 миль) плоским дном глубинами около 4000 м, что заставляет рассматривать его как самостоятельное поднятие. Основание горы имеет размеры 100 на 120 миль, а полная высота – около 7300 м. Это самая высокая гора Индийского океана.

Осадки Маскаренского хребта представлены на банках обломками кораллов и коралловыми песками, а на седловинах и склонах – форами-ниферовыми илами. Мощность осадочной толщи на хребте составляет 500–700 м. При этом отмечается горизонтальная слоистость в северной части хребта, а местами в средней и южной. Разрезы земной коры имеются для северной и средней частей хребта. На Сейшельской банке развита материковая кора мощностью около 30 км с гранитным слоем [Mat-

thews, Davies, 1966], который поднимается над водой, образуя острова. В средней части, под банкой Сая-де-Малья, хребет имеет разрез коры, типичный для океанических коралловых островов с вулканическим основанием [Shor, Pollard, 1963]. Гранитный слой под хребтом здесь не обнаружен, но, как предполагают авторы, он, возможно, имеется у западного подножия хребта.

Магнитное поле Маскаренского хребта над мелководными банками характеризуется сильной изменчивостью: здесь преобладают короткопериодные аномалии амплитудой до 1000 гамм (Сейшельская банка) и до 400–500 гамм в южной части, которые приурочены к западной половине банок. Сходство аномалий вдоль всей мелководной части хребта позволило Метьюзу и Девису высказать предположение о единстве его структуры [Matthews, Davies, 1966]. Гравитационное поле над мелководными банками хребта слабопеременное положительное, до +50 мгал (аномалии в свободном воздухе), а над седловинами – отрицательное, до –50 мгал, и более изменчивое. Распределение аномалий над Сейшельской банкой свидетельствует о том, что данная структура находится в состоянии изостатического равновесия [Matthews, Davies, 1966]. Измерения теплового потока у северного подножия хребта дали 1,3–1,9 мкал/см²·с, а у западного 1,0–1,3 мкал/см²·с [Slater, 1966]. Эпицентры землетрясений в пределах хребта отсутствуют.

К востоку от южного окончания Маскаренского хребта располагается узкий широтный хребет Родригес. Его вершина поднимается над водой на 386 м, образуя одноименный остров, который относится к группе Маскаренских островов. Хребет Родригес – узкое (10–30 миль) поднятие длиной около 200 миль с плоской вершинной поверхностью, к которой приурочена небольшая мелководная (50 м) банка. Относительная высота хребта составляет на западе 3 км, а на востоке с островом 3,5 км.

Остров Родригес и хребет представляют древнее вулканическое сооружение, активность в пределах которого прекратилась по крайней мере с плиоценом [Fisher e.a., 1967]. На острове имеются приподнятые террасы и коралловые рифы, однако широкое развитие вокруг берегов окаймляющих и барьерных рифов указывает на преобладающее погружение в голоцене.

Западное окончание хребта Родригес отделено от Маскаренского хребта широким (до 100 миль) проходом, в котором расположено несколько гор высотой до 3 км с наименьшими глубинами 1143, 1902 м и более. Данные горы, хребет Родригес и часть срединного хребта к востоку выделялись в качестве широтной зоны разлома Родригес [Heezen, Tharp, 1965; Fisher e.a., 1967].

Однако новейшие исследования показывают, что срединный хребет в этом месте пересекают зоны разломов северо-восточного направления [Fisher e.a., 1971].

Фотографии, сделанные на гребне и склонах хребта, обнаруживают широкое развитие эрозионного (знаки ряби) и биогенного (ямки, холмики, фекалии) микрорельефа, а также выходов коренных пород.

Ампирантский хребет – небольшое меридиональное поднятие дна в западной части океана в 450 км к северу от о-ва Мадагаскар. В северной

половине хребта над плоским гребнем длиной около 100 миль и шириной до 20 миль поднимаются невысокие (до 6 м) коралловые Амирантские острова. Край плоской поверхности хребта выражен с обеих сторон четким перегибом дна, расположенным на глубине 35–40 м.

Южная половина хребта имеет более глубокий и узкий гребень, лишь местами образующий небольшие плоские поверхности – банки (см. рис. 27). Общая длина Амирантского хребта около 400 миль, ширина основания 30–50 миль, высота над дном Амирантской котловины 1–3,5 км. Оба склона хребта имеют прямой профиль и крутизну 20°. Вдоль западного склона хребта протягивается Амирантский желоб, имеющий плоское дно шириной 10–15 миль и глубиной до 5477 м. Северное окончание Амирантского хребта представляет несколько параллельных гряд, оканчивающихся на 3° ю.ш., южная граница хребта определена менее точно и находится между 9 и 10° ю.ш.

Над восточным подножием Амирантского хребта возвышается большая гора, увенчанная коралловым о-вом Дерош. Слоны горы в верхней части имеют крутизну 40°, но к основанию крутизна несколько уменьшается. Вершина горы представляет плоскую поверхность с глубинами около 30 м, окруженную кольцеобразным валом – рифом. Глубины над ним менее 20 м, а о-в Дерош высотой 4 м – приподнятая часть этого рифа. В западной части рифа имеется проход с глубинами до 11 м. Осадки на гребне хребта представлены грубообломочным коралловым материалом, на склонах хребта известковые илы встречаются местами, а на крутых уступах имеются выходы коренных пород – базальты, песчаники, кораллы [Fisher e.a., 1968]. Таким образом, мощность осадков здесь невелика – до 100–200 м. Магнитное поле над хребтом отличается сильной изменчивостью, аномалии на коротком расстоянии меняются от –20 до +400 гамм. Полагают, что аномальнообразующие тела, базальты, залегают в районе Амирантских островов на глубине менее 1 км [Matthews, Davies, 1966]. Гравитационные аномалии Фая увеличиваются над гребнем хребта до +120 мгал. Землетрясения в пределах хребта не отмечались.

Горный массив Фаркуар, расположенный около северного окончания о-ва Мадагаскар, между Сомалийской и Маскаренской котловинами, представляет группу из четырех больших и нескольких более мелких вулканических гор, возвышающихся над общим основанием относительной высотой 1,5–2 км и размером 180 на 80 миль (см. рис. 27). Вершины крупных гор поднимаются близко к поверхности воды, образуя мелководные банки, увенчанные невысокими (до 9 м) коралловыми островами Фаркуар, Провиденс и др. Слоны гор крутые (15°) и прямые. Относительная высота гор достигает 3 км, глубина седловин между горами до 1–2 км.

Осадки на вершинах и склонах гор – коралловые обломки, пески и илы, а у подножия – фораминиферовые илы с примесью обломков кораллов. На склонах имеются выходы коренных пород. На склоне рифа Провиденс на глубине 1360 м были добыты обломки вулканических брекчий, состоящих из базальтов, сцементированных кальцитом [Wiseman, 1936]. Предполагается, что эти породы слагают основание рифа. Магнитный и гравиметрический профили пересекают середину массива Фар-

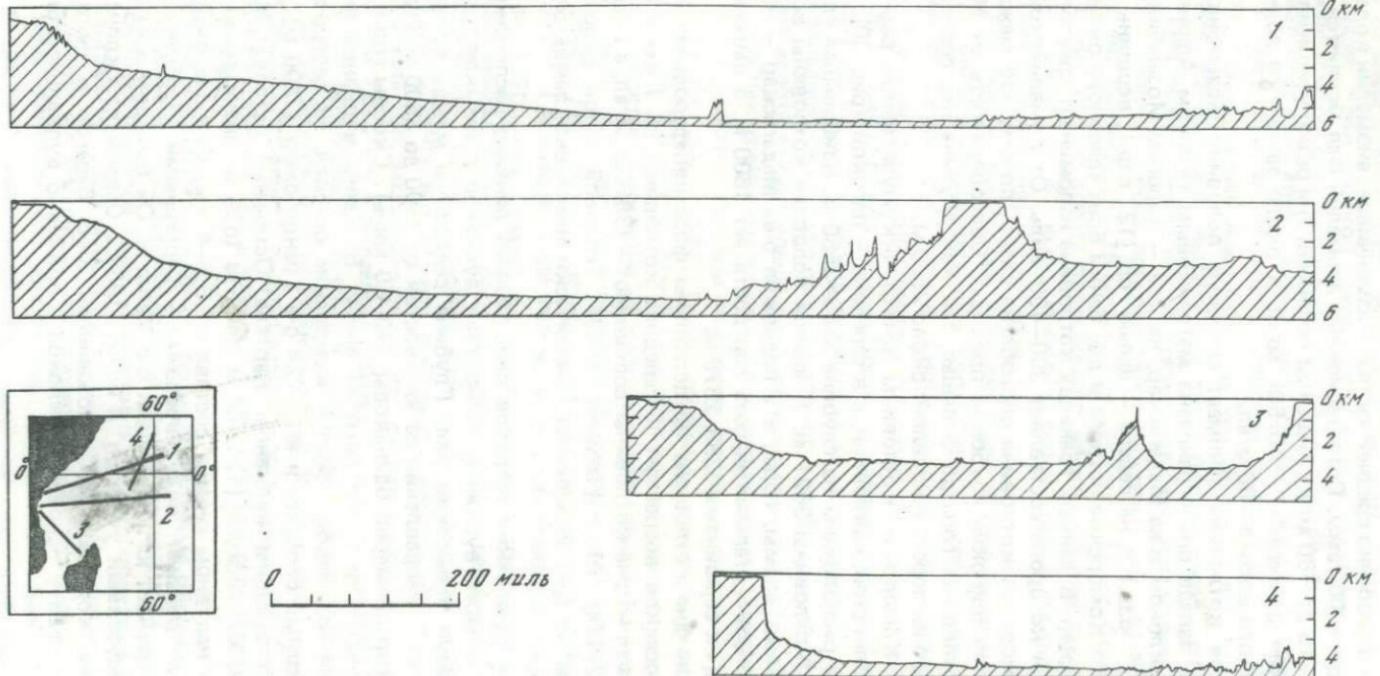
куар в широтном направлении. Магнитное поле над массивом в целом положительное и в западной половине спокойное, от 0 до +50 гамм, а в восточной и особенно средней частях — изменчивое: аномалии колеблются от -40 до +200 гамм. Гравитационные аномалии Фая меняются более плавно, от -15 до +80 мгал, лишь над склонами они резко увеличиваются и у подножия достигают -(40-50) мгал, а около западного подножия над дном узкого желоба -80 мгал.

Коморская котловина занимает северную половину Мозамбикского пролива. На западе она ограничена материковым склоном Африки, на востоке — склоном о-ва Мадагаскар, на юге — порогом Мозамбикского пролива (17° ю.ш.) и на севере — цепью гор (12° с.ш.), вершины которых образуют Коморские острова и две банки близ северного окончания о-ва Мадагаскар. В данных границах котловина напоминает треугольник, длина сторон которого составляет 300—400 миль. От Сомалийской котловины Коморская котловина обособлена слабо, потому что между горами имеются широкие глубокие проходы. Обособленность от Мозамбикской котловины гораздо большая, так как глубина над седловиной разделяющего их порога составляет около 2500 м.

Все дно Коморской котловины занято аккумулятивной равниной, по краям волнистой, наклонной, а в середине — плоской (рис. 30). Плоская равнина расположена на глубине 3500—3550 м. Наибольшая глубина Коморской котловины 3621 м. В южной половине котловины встречаются отдельные холмы, горы, а у подножия о-ва Мадагаскар — небольшой хребет. Относительная высота гор достигает 1600 м, а наименьшие глубины над их вершинами 1399, 2378 м.

Осадки на дне котловины представлены фораминиферовыми илами. Мощность осадков возрастает к середине котловины до 1 км и более. Аномалии Фая на дне котловины составляют — (38-62) мгал, а аномалии Буге +(132-178) мгал [Talwani, 1962]. Тепловой поток равен 1,3—1,4 мкал/см²·с. Дно котловины сейсмически неактивно, землетрясения здесь редки.

Поднятие Коморских островов представляет линейно расположенную группу из четырех вулканов. Основания вулканов примыкают друг к другу, образуя невысокий вал. Глубина седловины между вулканами увеличивается в направлении на юго-восток от 1500 до 3500 м. Размеры оснований гор примерно одинаковы (40—50 миль). Слоны гор крутые вверху ($15-20^{\circ}$) и более пологие внизу. Вершины вулканов высоко поднимаются над водой, образуя Коморские острова. На северо-западе находится самый большой и высокий о-в Гранд-Комор (2400 м), увенчанный действующим вулканом Картале. Остальные острова: Можели (высота 900 м), Анжуан (1242 м) и Майотта (660 м) значительно ниже. Высота гор над дном океана составляет 5,5—4 км. Острова окружены коралловыми рифами: окаймляющими и барьерными. Наиболее крупный риф окружает юго-восточный о-в Майотта. Он был детально обследован французскими учеными [Гилчер, 1969]. Осадки на склонах гор представлены коралловыми отложениями близ берегов и фораминиферовыми илами у основания склонов с примесью вулканического материала.



Р и с. 30. Профили Коморской и Сомалийской котловин

Сомалийская котловина (см. рис. 30) расположена в северо-западной части Индийского океана у берега п-ова Сомали. На северо-западе и западе котловина ограничена материковым склоном Африки, на юге — системой поднятых островов: Коморских, Мадагаскар, Фаркуар и хребтами: Амидантским и северной частью Маскаренского, на востоке и северо-востоке — Аравийско-Индийским хребтом. Котловина имеет сложные очертания, образуя крупный выступ к юго-востоку. Приафриканская часть котловины ориентирована вдоль склона материка с юго-запада на северо-восток. Длина этой части котловины равна около 1500 миль. Размеры восточной части Сомалийской котловины, которую для удобства называем Сейшельской, составляет 450 на 800 миль. Связь Сомалийской котловины с Коморской и Маскаренской — через узкие, но глубокие проходы между подножиями островов Коморских, Мадагаскар и Фаркуар и Амидантского хребта. Связь с Мадагаскарской котловиной осуществляется по узкому проходу с глубинами менее 4000 м между Маскаренским и Аравийско-Индийским хребтами. Связь с Аравийской и Центральной котловинами незначительна, так как глубина седловин разделяющего их Аравийско-Индийского хребта около 3500—3000 м. Связь с котловиной Аденского залива осуществляется по глубокому (почти 4000 м) проходу, расположенному у восточного подножия о-ва Сокотра.

На дне северо-западной части Сомалийской котловины преобладают аккумулятивные равнины: волнистые у подножия материального склона и пологие на некотором удалении от него. Расчлененное дно встречается здесь главным образом близ островов Фаркуар, Амидантских и Сейшельских. В восточной, Сейшельской, части котловины аккумулятивные равнины — волнистые и плоские — занимают узкую полосу близ подножия Маскаренского хребта и небольшие участки на северо-западе. Однако в целом в Сейшельской части котловины преобладает расчлененный рельеф.

Вдоль подножия материального склона Африки протягивается наклонная (около 10°) и менее волнистая равнина, ширина которой увеличивается с севера на юг от нескольких десятков до 300 миль. Эта равнина на глубине 4500—4700 м сменяется плоской субгоризонтальной равниной, глубина которой увеличивается к востоку, достигая 5200 м около северного окончания внешнего вала Амидантского желоба. Плоская равнина в северной части котловины подходит прямо к подножию хребта Чейн. Глубина равнины здесь около 5 км, но на картах встречаются отдельные глубины до 5824 м, существование которых сомнительно. Поэтому за максимальную глубину Сомалийской котловины принимается глубина 5374 м, недавно измеренная в этом же месте эхолотом-самописцем.

Над аккумулятивными равнинами северо-западной части Сомалийской котловины поднимаются холмы, горы (Дитрих) и небольшой хребет Чейн. Последний расположен на севере котловины и представляет часть зоны разлома Оуэн [Matthews, 1966]. Размеры хребта невелики: ширина около 20 миль, длина 370 миль, высота 1—2 км. Хребет протягивается с северо-востока на юго-запад от предгорий Аравийско-Индийского хребта до 3°,5 ю.ш. В 1967 г. судами "Академик Курчатов" и "Витязь" на дне

Сейшельской котловины в районе экватора, примерно на 50° в.д., был пересечен небольшой хребет. С обеих сторон хребта располагаются плоские равнины с глубинами 4860—4870 м на западе и 5070—5090 м на востоке. Этот хребет расположен точно на продолжении оси хребта Чайн и, возможно, связан с зоной разлома Оуэн.

Несколько крупных гор и массивов расположены к западу от островов Фаркуар. Таковы коралловые острова Альдабра, Космоледо и другие и мелководные банки. Эти горы имеют округлые основания и крутые склоны. К северу от островов Фаркуар подводные горы имеют совершенно иной облик. Это горные массивы с крутыми склонами, плоской поверхностью, угловатыми очертаниями в плане, что свидетельствует об их глыбовом происхождении. Такой же облик имеют здесь и более мелкие горы и холмы, образующие полосу расчлененного дна, протянувшуюся вдоль Амбиантского желоба. Вся эта зона расчлененного дна образована наиболее приподнятыми частями первичного сильно расчлененного рельефа, большей частью скрытого под плоской субгоризонтальной равниной. Расчлененность дна уменьшается к северу, и на широте Сейшельских островов над равниной поднимаются невысокие, до 200—400 м, редко расположенные холмы и гряды. Это связано с тем, что первичный рельеф здесь погребен более мощной толщей осадков [Bunce e.a., 1967].

С востока полосу расчлененного дна ограничивает внешний вал Амбиантского желоба, представляющий в средней части массивное поднятие дна с выпуклым гребнем. Высота вала над дном котловины около 500 м, ширина 20—30 миль. Около северного окончания Амбиантского хребта вал сменяется ступенью шириной 80 миль с расчлененной поверхностью, приподнятой над дном котловины на 700—800 м. Ближе к Сейшельским островам над ступенью возвышаются горы и гряды относительной высотой 1600—2300 м, ориентированные с севера на юг.

В пределах северной половины внешнего вала Амбиантского желоба были выполнены полигонные исследования, в результате которых выяснилось, что гребень вала обладает неровной поверхностью, разделенной глубокими поперечными депрессиями на ряд крупных блоков. У некоторых блоков вершинная поверхность ровная. Дно поперечных депрессий обычно ровное, плоское, по-видимому, заполнено осадками. Слоны этих депрессий прямые и крутые, $7-18^{\circ}$, иногда до 35° , что свидетельствует скорее всего об их тектоническом происхождении и связи с поперечными разломами. Интересно отметить, что южное окончание внешнего вала здесь также ограничено крутым (до 30°) уступом высотой 400—600 м. С внутренней стороны вал имеет крутой склон относительной высотой 500—800 м. Основание этого склона резко граничит с дном Амбиантского желоба, которое представляет плоскую аккумулятивную равнину шириной 8—13 миль, расположенную на глубине 4770—4820 м. Внешний пологий склон вала постепенно переходит в дно Сомалийской котловины, но местами вал отделен от дна котловины невысоким (200—250 м) уступом.

Восточная Сейшельская часть Сомалийской котловины имеет ровное дно близ Маскаренского и расчлененное вдоль Аравийско-Индийского

хребтов. Волнистая аккумулятивная равнина у подножия Маскаренского хребта близ Сейшельских островов расположена на глубине 4050—4200 м, а далее к востоку, близ подножия Аравийско-Индийского хребта, — на двух уровнях с глубинами 4330—4360 и 4500—4560 м.

В пределах плоской равнины восточнее Сейшельских островов были проведены исследования на полигоне, в котором над ровным дном с глубинами 4340—4350 м возвышаются отдельные холмы и группы холмов высотой до 400 м. К северу от Сейшельских островов плоская равнина начинается близ подножия хребта на глубине 4500 м и прослеживается севернее экватора до глубины 4750 м, где сменяется расчлененным дном. Над ровным дном Сейшельской части котловины поднимаются многочисленные одиночные горы — вулканы, имеющие округлое основание и крутые склоны. Наиболее крупные горы расположены на экваторе севернее Сейшельских островов. Здесь имеются три группы гор, включающие по две-три горы, которые возвышаются над общим основанием. Относительная высота этих гор составляет 3—4 км, а наименьшие глубины над вершинами равны 569, 1068 м и более.

Дно Сомалийской котловины вдоль подножия Аравийско-Индийского хребта представляет холмистую равнину. Амплитуда колебания глубин в ее пределах достигает 500 м и более, а густота расчленения 2—5 и редко 10 миль. Образование этого рельефа обусловлено процессами, формирующими срединно-океанический Аравийско-Индийский хребет.

К востоку от Сейшельских островов в середине котловины находится возвышенность Мединглей относительной высотой 500—1000 м, с плоской волнистой поверхностью, над которой возвышаются отдельные горы высотой до 1500 м. Наиболее высокая гора (наименьшая глубина 2257 м) расположена у северо-западного края возвышенности. Склоны возвышенности представляют крутые (до 14—20°) прямые уступы.

Осадки в Сомалийской котловине представлены главным образом фораминиферовыми илами, но в северо-западной части котловины встречаются красные глубоководные глины, а западнее Сейшельских островов — радиоляриевые илы. Мощность осадков в целом возрастает с приближением к подножию материкового склона Африки. Наименьшую мощность, 300—200 м и менее, осадки имеют в юго-восточной, Сейшельской, части котловины и вдоль Амирантского желоба. Вдоль северо-восточного склона Маскаренского хребта мощность осадков возрастает до 500 м, а у подножия материкового склона Африки — до 1,5—2 км и более. Как хорошо видно на записях сейсмопрофилографа, осадочный покров в западной части котловины вдоль материкового склона Африки имеет хорошо выраженную горизонтальную слоистость в пределах плоской равнины и слегка наклонную пологоволнистую — ближе к берегу в пределах шлейфа. Под осадками прослеживается очень неровная поверхность погребенного первичного рельефа, вершины которого появляются на дне в восточной части котловины, где мощность осадков невелика. Через Сомалийскую котловину вдоль 5° ю.ш. проходит сейсмический разрез, на котором представлено строение земной коры для обеих частей котловины [Виноградов и др., 1970; Francis e.a., 1966; Francis, Shor, 1966]. С удалением от Африки (рис. 31) мощность коры

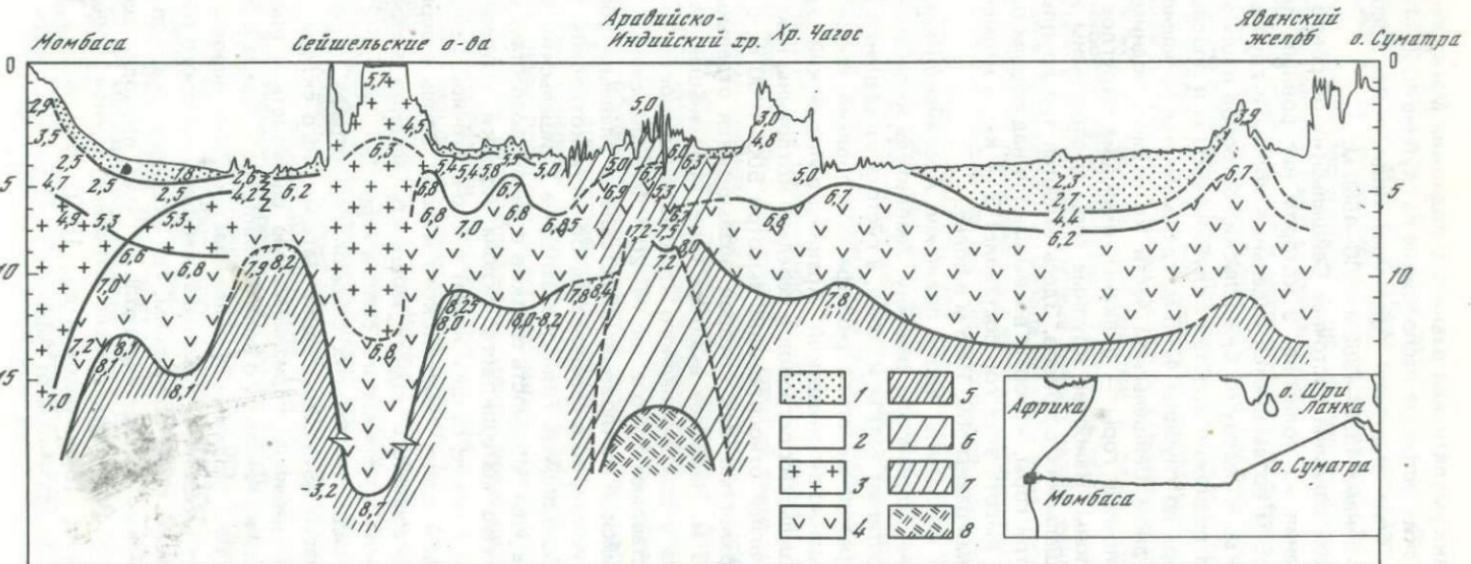


Рис. 31. Разрез земной коры и верхней мантии Индийского океана от Момбасы (Африка) до о-ва Суматра (Зондские острова) (Виноградов и др., 1970)

Условные обозначения: 1 — осадочный покров неконсолидированный, 2 — консолидированные осадки и "второй" слой океанической коры, 3 — "гранитно-метаморфический" слой, 4 — "базальтовый" слой, 5 — породы верхней мантии, обычной плотности, 6 — породы верхней мантии, разуплотненные, 7 — породы коры срединно-океанического хребта (предположительно мантийно-коровый комплекс), 8 — поднятые породы нижней мантии (?)

убывает, причем близ Сейшельских островов в связи с отсутствием второго слоя третий океанический слой подходит к самому дну и мощность коры составляет всего 3,5 км, после чего резко возрастает в сторону Сейшельских островов. Близ края Африканского материка восточная граница материковых пород (система Карру) располагается далеко — до 300 км в пределах дна котловины, что указывает на значительное прогибание вдоль западной окраины Сомалийской котловины. К востоку от Сейшельских островов земная кора океаническая, мощностью 6 км.

Магнитное поле на дне Сейшельской котловины изучено довольно детально [Вержбицкий и др., 1968; Гайнанов и др., 1970; Admiralty..., 1963; Bunce e.a., 1967; Fisher e.a., 1968]. Западная часть котловины, прилежащая к основанию материкового склона, характеризуется спокойным магнитным полем с длиннопериодными аномалиями от -100 до +200 гамм. В пределах слабоаномального поля выделяются узкие зоны с аномалиями до 500 гамм, которым соответствуют небольшие неровности дна: депрессии, горы, гряды. По-видимому, с ними связаны разломы, ориентированные, как и зона разлома Оуэн, с северо-востока на юго-запад. Еще одна меридиональная зона резко расчлененного магнитного поля выделяется в юго-западной части котловины к северу от о-ва Мадагаскар [Fisher e.a., 1968]. Аномалии в ее пределах колеблются от -300 до +300 гамм.

В восточной, Сейшельской, части котловины магнитное поле значительно сложнее: аномалии здесь короткопериодные, амплитудой до 300 гамм. К северо-востоку от Сейшельских островов на дне котловины оси магнитных аномалий имеют простижение с юго-востока на северо-запад, т.е. вдоль северного окончания Аравийско-Индийского хребта [Bowin, Vogt, 1966].

Гравитационные аномалии [Admiralty..., 1963; Bunce e.a., 1967] в свободном воздухе на дне Сомалийской котловины в западной части длиннопериодные и, оставаясь в целом отрицательными, колеблются от 0 до -50 мгл, причем близ подножия материкового склона они увеличиваются до -80 мгл. С приближением к Ам irантским островам гравитационное поле становится более сложным: аномалии — знакопеременные, с амплитудами колебаний от -40 до +40 мгл. Западнее островов Фаркуар на участке с расчлененным гористым рельефом аномалии близ крупных гор (о-в Альдабра) колеблются от -100 мгл у подножия до +150 мгл близ вершины. Наличие столь больших отрицательных аномалий у подошвы гор по сравнению со слабо отрицательными аномалиями неподалеку на ложе говорит о наличии заполненного осадками кольцевого рва вокруг некоторых из них. В восточной, Сейшельской, части котловины аномалии в свободном воздухе характеризуются большей изменчивостью, но чуть меньше по величине (до -30 мгл), чем в западной части котловины.

Аномалии в редукции Буге отражают более крупные черты рельефа, отбивая границы котловины по изоаномали +250 мгл и возрастаю к западу от Ам irантских островов до +350 мгл [Гайнанов, Строев, 1967].

Тепловой поток на дне Сомалийской котловины изучен довольно детально [Lee, Ueda, 1965; Sclater, 1966; Von Hersen, Langseth, 1965].

В западной части котловины он равняется $1,0-1,3$ мкал/см 2 ·с, а в восточной колеблется более значительно, от $0,5$ до $1,8$ мкал/см 2 ·с, причем в юго-восточном углу располагается область высоких значений теплового потока, от $1,5$ до $3,8$ мкал/см 2 ·с. Землетрясения на дне Сомалийской котловины отсутствуют.

2. Азиатско-Австралийский сегмент

Азиатско-Австралийский сегмент ложа Индийского океана занимает северо-восточную половину океана от берегов Аравии до о-ва Тасмания. В пределах данного сегмента находится несколько крупных хребтов, валы, возвышенности, горы, зоны разломов, десять котловин. Оманская котловина находится на северо-западе сегмента, между Аравией и Ираном. Ее границами являются материковый склон Азии на севере, западе и юго-западе и хребет Меррея на юго-востоке. На юге котловина имеет связь через широкий глубокий проход с Аравийской котловиной. Форма котловины близка к овалу размером 120 на 350 миль.

Дно Оманской котловины целиком занято аккумулятивной равниной: плоской субгоризонтальной в центральной части и волнистой наклонной по краям (рис. 32). Плоское дно котловины расположено на глубине 3350–3370 м, но при этом встречаются глубины, превышающие общий уровень аккумулятивной равнины на 200–300 м, что связано, возможно, с наличием небольших впадин. К одной из них, находящейся в восточной части котловины, приурочена наибольшая глубина, 3675 м. Вдоль северного края равнины у подножия материкового склона Ирана наклонная равнина очень узкая, а местами отсутствует совсем. Это связано с тем, что осадки здесь практически со склона не поступают. У подножия материкового склона Аравии наклонная равнина также велика. Около м. Расэль-Хадд (северо-восточная оконечность Аравийского п-ова) высота шлейфа достигает 400 м, а ширина 30 миль. Наибольшего развития наклонные равнины достигают в Оманском заливе и в восточной части котловины. На дне котловины встречаются небольшие горы, вершины которых имеют глубины 2112, 2127 м и др.

Осадки на дне котловины представлены терригенными илами, в которых встречаются прослои алевритов и песков, принесенных супензационными потоками [Безруков, 1964]. Мощность осадков на дне котловины по сейсмическим данным велика: верхний слой полуконсолидированных осадков превышает 1 км, а ниже залегают литифицированные осадки (скорость волн до 4,25 км/с) мощностью до 7 км. Подстилаются осадки породами со скоростью 6,0–6,9 км/с, нижняя граница которых не установлена [Von Bungenstock e.a., 1966].

Магнитное поле на дне котловины довольно спокойное: аномалии преимущественно длиннопериодные амплитудой от -60 до $+60$ гамм. Оманская котловина сейсмически активна: к ее дну приурочены эпицентры землетрясений, в том числе и крупных, M до 7.

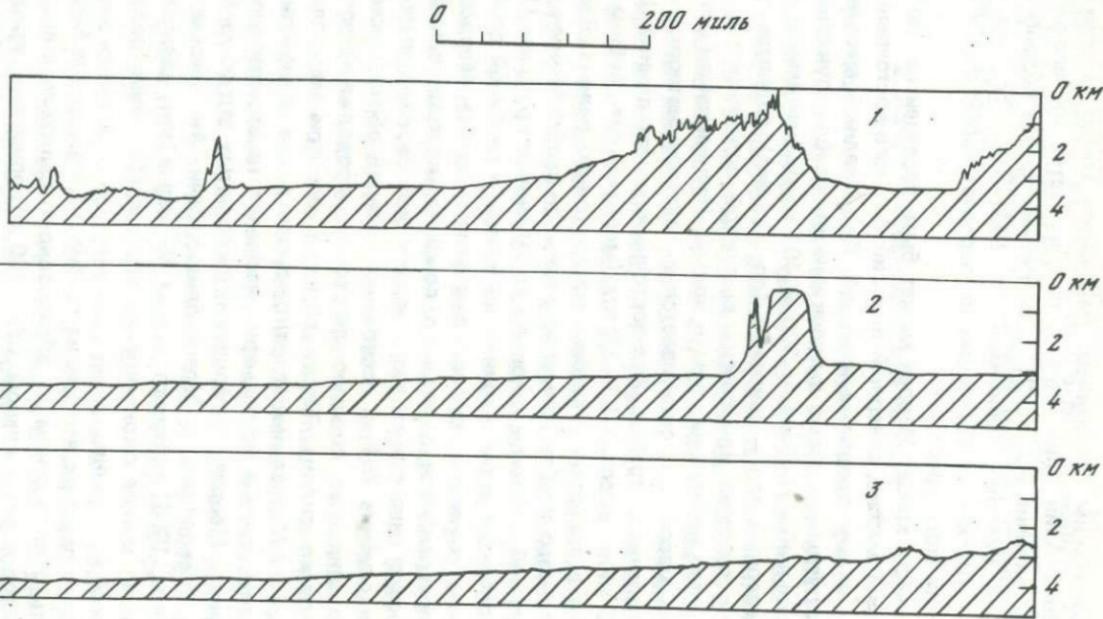
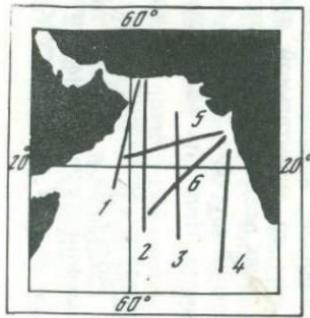
Хребет Меррея расположен в северной части Аравийского моря, между Оманской и Аравийской котловинами. Судя по батиметрической карте и профилям, хребет представляет систему хребтов и гор, объ-

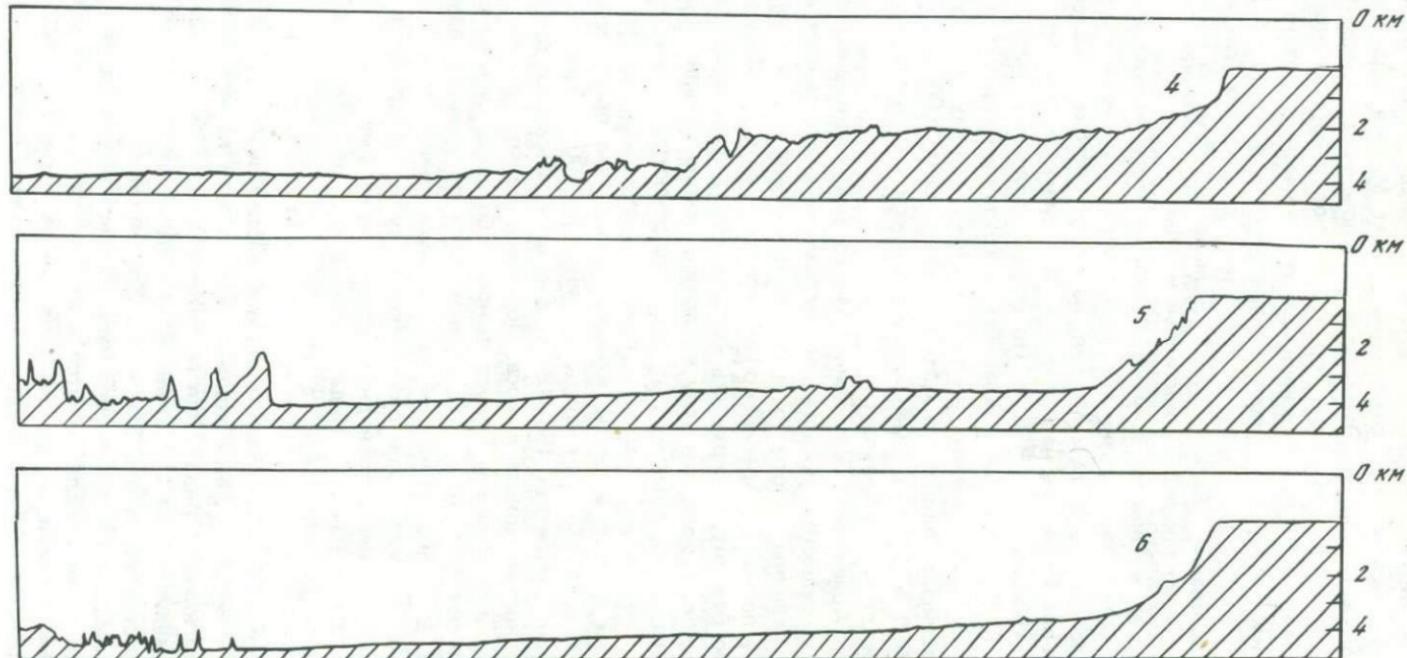
единяемых общим основанием. Начинается хребет Меррея у материко-вого склона Азии близ Карачи, протягивается на юго-запад почти на 270 миль, оканчиваясь на 21° с.ш. Рельеф хребта подробно исследован английским судном "Далримпл" в 1961–1963 гг., но составленная Баркером [Barker, 1966] карта не передает характерных особенностей морфологии этого хребта.

По рельефу хребет Меррея может быть разделен на три части: западный горный массив, северный пологий вал, юго-восточный хребет и параллельный ему продольный желоб. Юго-западный массив представлен двумя округлыми горами с плоскими или слабовыпуклыми вершинами с минимальными глубинами 300 и 401 м, относительной высотой 2,5–3 км. Северный вал — широкое (до 50 миль) поднятие высотой 500–1000 м с плоской или слегка выпуклой поверхностью, над которой возвышаются небольшие горы и холмы. Начинается он у подножия юго-западного массива, а оканчивается в пределах материального склона в виде поперечного гребня. Юго-восточный хребет длиной 100 миль, шириной 15 миль, высотой 1,5–2,0 км (минимальная глубина 349 м) также переходит в поперечный гребень материального склона. Вдоль подножия юго-восточного хребта примерно вдоль оси хребта Меррея протягивается желоб длиной 100 миль, шириной до 20 миль с крутыми (15 – 20°) склонами и плоским дном шириной до 5 миль и глубиной до 4286 м. С приближением к юго-западному окончанию хребта Меррея продольный желоб превращается в пологую ложбину, которая вскоре выклинивается. Около северо-восточного конца желоба возвышается гора (наименьшая глубина 251 м), основание которой образует седловину, отделяющую широкую пологую депрессию, продолжающуюся в пределах материального склона. Таким образом, все три морфологических элемента хребта Меррея имеют четкое продолжение на материальном склоне. Как видим, данные по рельефу указывают на возможную связь подводного хребта Меррея и альпийских складчатых структур Азиатского материка, подходящих к берегу близ Карачи. Английские исследователи [Matthews, 1966] включают хребет Меррея в зону разлома Оуэн длиной 1500 миль, южное окончание которой, хребет Чайн, расположено в Сомалийской котловине.

Наличие плоских вершин на гребне и горах хребта Меррея позволяет говорить о возможном их абразионном происхождении. Из этого делается вывод о значительном (300–400 м) опускании хребта Меррея. Фотоснимок на хребте Меррея на глубине 810 м показывает выходы коренных пород с неровной поверхностью, обросших эпифауной. Осадки на хребте Меррея — фораминиферовые илы со значительной примесью терригенного материала. На гребне и склонах осадки местами отсутствуют, а у подножия, особенно с юго-восточной стороны, там, где к хребту примыкает аккумулятивный конус выноса Инда, их мощность резко возрастает.

Магнитное поле хребта Меррея отличается мозаичностью и резкой изменчивостью, от –300 до +600 гамм [Admiralty..., 1966], что связано с особенностями строения хребта и различной степенью намагниченности слагающих пород. Отмечается, что одни формы рельефа имеют незна-





Р и с. 32. Профили Оманской и Аравийской котловин и хребта Меррея

чительные магнитные аномалии, а другие (главным образом горы) очень большие. В сейсмическом отношении хребет Меррея характеризуется повышенной активностью. Отмечается приуроченность эпицентров землетрясений к крутым склонам гор и дну продольного желоба, что позволяет говорить о продолжающемся тектоническом развитии этого хребта. Этим объясняется неровная поверхность осадков на дне продольного желоба, являющаяся, очевидно, следствием современного складкообразования [Barker, 1966]. Большое влияние на морфологию хребта оказывают также дизъюнктивные нарушения.

Аравийская котловина занимает большую часть Аравийского моря. На северо-западе она ограничена материковым склоном Аравийского п-ова, на севере — хребтом Меррея, на северо-востоке — материковым склоном п-ова Индостан, на востоке — Мальдивским, а на юго-западе — Аравийско-Индийским хребтами. По форме котловина близка к ромбу размером 1000 на 700 миль. Аравийская котловина хорошо обособлена от котловин, расположенных к югу и востоку, потому что глубина седловин Аравийско-Индийского хребта не превышает 3500 м, а Мальдивского — 2500 м. Связь с Оманской и Аденской котловинами осуществляется через глубокие проходы.

Все дно Аравийской котловины занято аккумулятивной равниной, которая, по существу, представляет огромный конус выноса Инда. Поверхность равнины полого ($5'$ и менее) наклонена к югу и юго-западу, переходя у подножия Аравийско-Индийского хребта в плоскую субгоризонтальную равнину, поверхность которой имеет незначительный наклон на юго-восток. В северном углу котловины около каньона Инда равнина имеет неровную поверхность: здесь встречаются гряды, небольшие холмы и подводные долины с прирусловыми валами. На профиле, проходящем близко к устью каньона, видно, что подводные долины вместе с валами образуют гряды шириной до 400 м. Так как глубина самих долин составляет 150–180 м, дно их оказывается приподнятым над поверхностью конуса выноса. Подобные формы рельефа характерны именно для вершины конуса выноса, ибо здесь суспензионные потоки отлагают большую часть переносимого по каньону взвешенного материала. В средней и нижней части конуса прирусловые валы становятся ниже и русла долин оказываются глубже поверхности прилежащих равнин. Размеры подводных долин также уменьшаются с удалением от устья каньона Инда; ширина сокращается от 4 миль до нескольких десятых мили, а глубина — от 180 м до нескольких метров.

Помимо описанных долин в верхней части конуса выделяются две-три более крупные долины, причем одна из них является продолжением каньона Инда. Судя по батиметрической карте, ширина этой долины увеличивается с удалением от каньона от 5 до 20 миль. Длина долины составляет около 200 миль. Долина, несмотря на ряд плавных изгибов, сохраняет юго-западное направление и оканчивается на 21° с.ш. Несколько долин прослеживаются к югу от конуса. Такой рельеф очень характерен и для наземных конусов выноса, на поверхности которых обычно наблюдается система расходящихся русел и валов.

Близ подножия материкового склона п-ова Индостан на поверхности конуса выноса Инда имеется поднятие длиной около 150 миль, шириной 30 миль и относительной высотой до 700 м. В 31-м рейсе было пересечено северное окончание этого поднятия. На профиле видно, что оно имеет крутые склоны и плоскую вершину. По-видимому, это гребень глыбового хребта, основание которого погребено под осадками конуса выноса. Между хребтом и материковым склоном располагаются небольшие горы, вероятно, также глыбового происхождения.

В 40-м рейсе "Витязя" в центральной части Аравийской котловины была проведена детальная эхолотная съемка участка дна размером 60 на 60 миль [Гончаров, 1967]. Полигон располагался в пределах плоской полигонаклонной равнины с глубинами 4100—4200 м, в пределах которой было обнаружено несколько подводных долин и борозд. Одна из наиболее крупных долин была детально обследована.

Долина окаймлена прирусловыми валами, которые при меандрировании долины располагаются вдоль выпуклого края русла и лишь на прямолинейных участках с обеих сторон. Дно долины плоское, склоны крутые. Ширина долины составляет 200—400 м, а глубина относительно гребней прирусловых валов 20—30 м. Уклон долины равен 1 м на 1540 м, что меньше, чем наклон самой равнины (1 м на 1110 м). Кроме долин на полигоне имеются короткие (до 1 мили) борозды глубиной от 2 до 7 м. Однако на поверхности конуса встречаются значительные участки дна, совершенно лишенные каких-либо долин и борозд.

Еще один полигон был сделан в западной части котловины в совместной экспедиции на нис "Академик Курчатов" (второй рейс) и "Витязь" (41-й рейс). Полигон также располагался в пределах плоской равнины, которая наклонена на юго-запад. В средней части полигона имеется борозда глубиной 8—12 м и шириной между гребнями окаймляющих ее небольших валов немногим менее мили. На этом полигоне была обнаружена и обследована гора МГУ (рис. 33), которая представляет собой массивное поднятие дна с очень крутыми (до 30—40°) склонами, имеющими внизу прямой, а вверху слегка выпуклый профиль. У подножия горы совершенно отсутствует осадочный шлейф, вследствие чего склоны образуют резкий угол с плоской субгоризонтальной равниной. Вершина горы имеет слегка выпуклую, плоскую или волнистую поверхность размером 5 на 9 миль, ориентированную с юго-запада на северо-восток. Наименьшая измеренная глубина над горой равна 2758 м. Край вершинной поверхности горы, обычно выраженной более или менее резким переломом профиля дна, располагается на глубине 2930—3040 м. Подножие горы размером 9 на 14 миль находится на глубине 4292—4338 м, так что относительная высота горы достигает 1580 м. Подножие горы с северной стороны находится на меньшей глубине (4292—4312 м), чем с южной (4322—4338 м), что связано с общим наклоном плоской равнины. Судя по морфологии (плоская вершина, крутые склоны, угловатые очертания), гора МГУ имеет глыбовое происхождение.

Детальный промер позволил установить, что даже такое небольшое поднятие, как гора МГУ, оказывает влияние на формирование аккумулятивной равнины. В связи с тем, что перенос осадочного материала

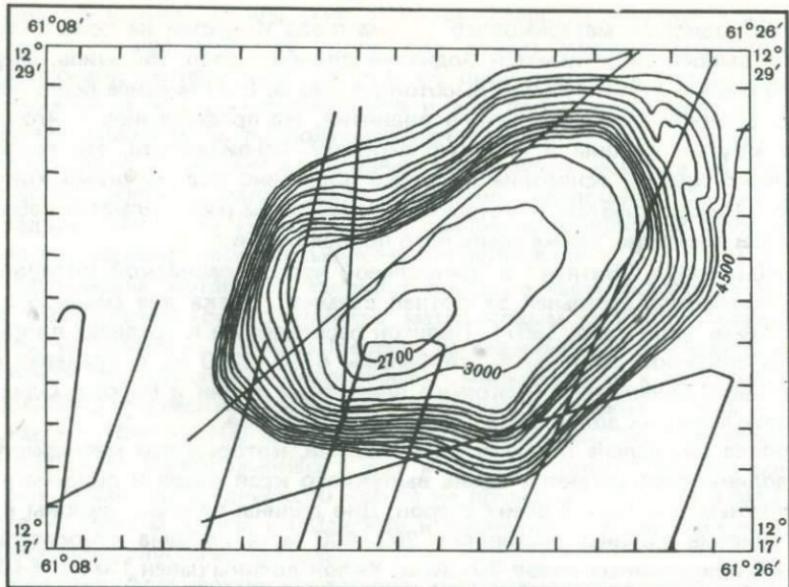


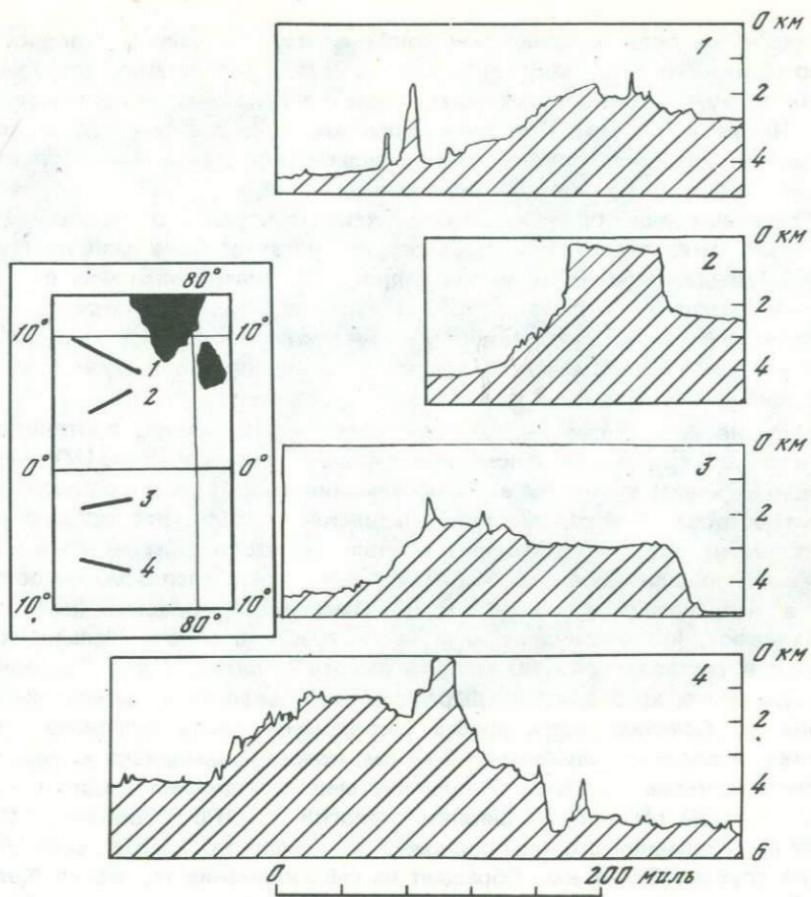
Рис. 33. Батиметрическая карта горы МГУ

осуществляется с севера на юг, основание горы представляет для них препятствие, за которым (т.е. южнее горы) образуется зона пониженно-го поступления осадочного материала. Это приводит к образованию здесь пологой депрессии дна, которая может быть отображена на карте лишь при очень подробной (через 5 м) шкале изобат.

Вдоль южного края Аравийской котловины над плоской равниной возвышаются до 1300 м многочисленные горы, которые представляют вершины погребенной поверхности Аравийско-Индийского хребта. На профилях (рис. 34) хорошо видно, как плоская равнина, расположенная по периферии конуса выноса Инда, внедряется в пределы хребта по понижениям рельефа между склонами отдельных гор. Ширина погре-беной поверхности Аравийско-Индийского хребта увеличивается с се-веро-запада на юго-восток от нескольких десятков до 150 миль.

Характерна широкая пологая депрессия, проходящая вдоль восточ-ного края котловины у подножия Мальдивского хребта. Наличие этой ложбины является доказательством того, что образование аккумуля-тивной равнины на дне Аравийской котловины связано с поступлением осадочного материала преимущественно из каньона Инда, а не с мате-риковой отмели или склонов Мальдивского хребта.

Северо-западную часть Аравийской котловины пересекает зона раз-лома Оуэн, которая представлена здесь цепочкой отдельных гор и ко-ротких хребтов высотой 1–2 км. В связи с тем, что между горами име-ются широкие проходы, поверхность аккумулятивной равнины по обе стороны зоны разлома примерно одинакова и наклонена в целом на юго-запад.



Р и с. 34. Профили Мальдивского хребта

Осадки на дне Аравийской котловины представлены в основном фораминиферовыми илами, которые в северной части и у подножия материкового склона сменяются терригенными илами, а в южной — красными глубоководными глинами. Многочисленные прослои песков и алевритов в толще осадков представляют отложения суспензионных потоков. Мощность осадков на дне котловины уменьшается от 2,5 км на севере до нескольких сотен и десятков метров на юге [Непрочнов, 1961]. На записях профилографа [Ewing e.a., 1969] хорошо видно, как осадочная толща заполняет понижения погребенного рельефа. Разрезы земной коры получены в южной половине Аравийской котловины. В юго-восточном углу (глубина 4 км) земная кора имеет мощность 5–6 км и состоит из осадочного (0,8 км) и "базальтового" слоев. Мощность последнего составляет 3–5 км [Francis, Shor, 1966]. Западнее под осадочным слоем мощностью около 1 км также залегает "базальтовый" слой [Непрочнов, Лунарский, 1963].

Магнитное поле Аравийской котловины изучено довольно подробно [Вержбицкий и др., 1968; Admiralty..., 1963, 1966]. Дно котловины характеризуется знакопеременным полем с аномалиями интенсивностью от -400 до $+300$ гамм. При этом прослеживаются два направления осей аномалий: юго-восточное — северо-западное для северной и восточной частей котловины и широтное — для юго-западной.

Гравитационное поле котловины характеризуется отрицательными $-(30 \div 50)$ мгл аномалиями в свободном воздухе. Зона разлома Оузн хорошо выделяется на поперечных профилях аномалиями Фая от -50 до -100 мгл [Matthews, 1966]. Измерения теплового потока приходятся на южную часть котловины и составляют здесь $1,3 \div 1,9$ мккал/см 2 ·с. Дно котловины асейсмично, за исключением зоны разлома Оузн, к которой приурочено несколько эпицентров землетрясений.

Мальдивский хребет — крупное горное сооружение, протянувшееся к югу от середины западного берега п-ова Индостан почти на 1600 миль. Вершины хребта почти на всем протяжении выступают над водой, образуя острова (Лаккадивские, Мальдивские, Чагос). Все острова коралловые и часто представляют правильные атоллы. Характерно увеличение площади коралловых банок, на которых расположены острова, в направлении с севера на юг. Имеющиеся профили (рис. 34) показывают, что ширина верхней части хребта в районе Мальдивских островов составляет $40 \div 80$ миль, а высота — около 2 км. Основание Мальдивского хребта четко выражено в рельефе лишь в его южной половине. Северная часть хребта расположена вдоль западного края обширной ступени с глубинами 2–3 км, которая примыкает к южному окончанию п-ова Индостан. Вдоль восточного подножия хребта в пределах ступени расположен широкий пологий желоб с глубинами 2500–3000 м. С западной стороны подножие Мальдивского хребта расположено на глубине 3,5–4 км. Обращает на себя внимание то, что на севере с обеих сторон хребта протягиваются широкие аккумулятивные равнины, свидетельствующие об обильном поступлении осадочного материала с коралловых отмелей и склонов хребта. Южное окончание Мальдивского хребта отделено от остальной его части глубокой (более 3,5 км) седловиной. На юге хребет приобретает асимметричное строение: его восточный склон круче (10°), чем западный ($0,5^\circ$). У восточного подножия хребта в районе архипелага Чагос располагается одноименный желоб. При фотографировании на дне желоба на глубине 5350 м были обнаружены крупные знаки ряби (рис. 35) и получена проба кораллового песка и крупных обломков кораллов. Это является убедительным доказательством надавней деятельности на склонах хребта оползней и супензионных потоков, поставляющих материал с коралловых банок, так как обычно известковые осадки на такой глубине в Индийском океане не встречаются. Фотографии на гребне хребта показали широкое развитие крупных обломков кораллового известняка. У подножия хребта преобладает биогенный микрорельеф: ямки и пологие поднятия.

Южное окончание Мальдивского хребта располагается между 11 и 12° ю.ш. Интересно, что Мальдивский хребет, приближаясь к Аравийско-



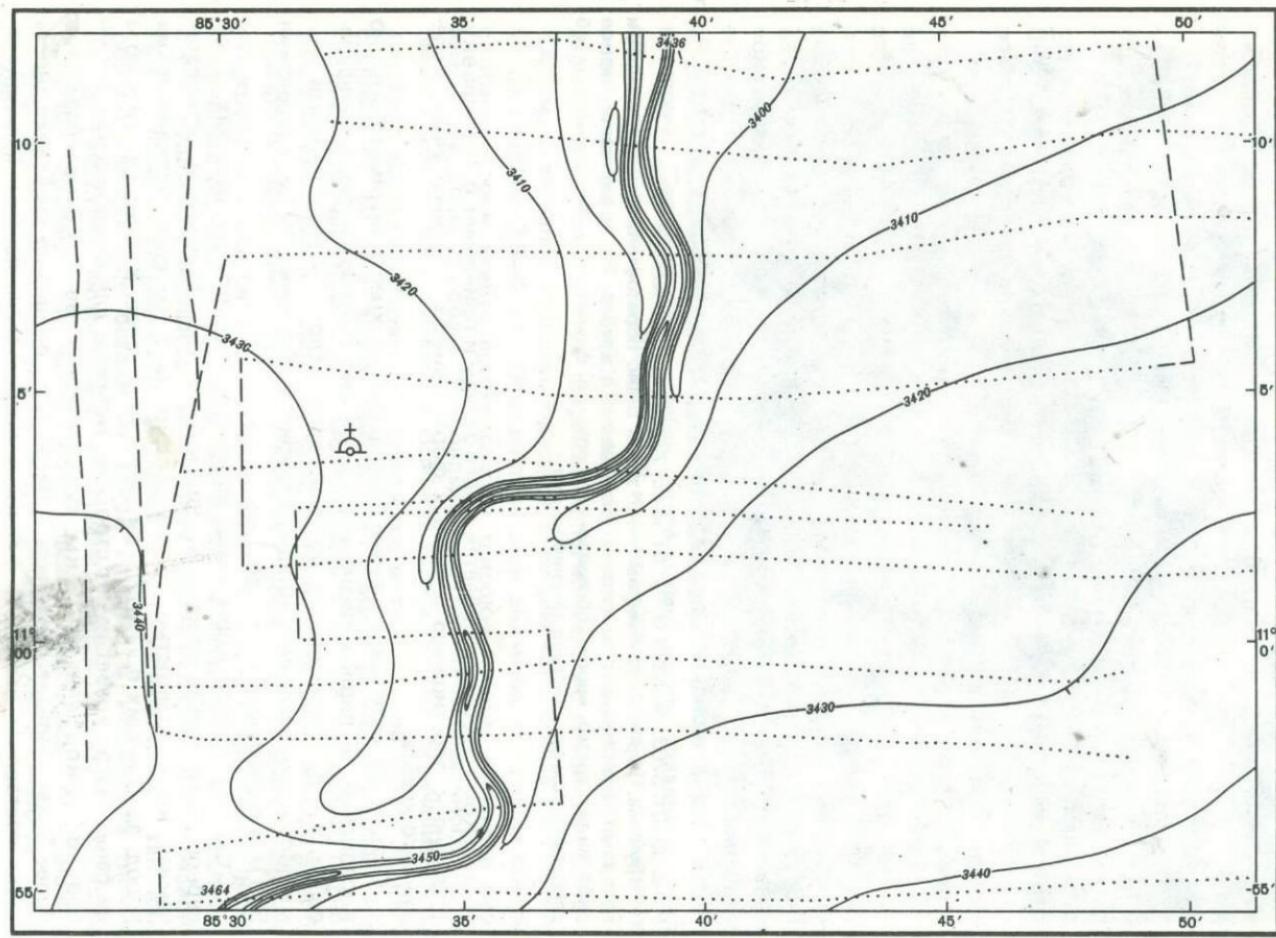
Рис. 35. Ст. 5263, гл. 5378 м, 07°01' ю.ш., 73°34' в.д. Дно желоба Чагос

Крупные, хорошо сформированные знаки ряби, образованные суспензионным потоками, стекающими со склона Мальдивского хребта. На поверхности знаки ряби видно много норок, образованных роющей фауной, что свидетельствует о эпизодическом воздействии течений на дно

Индийскому хребту, изгибается к юго-западу и принимает ориентировку близкую к простиранию основных форм рельефа соседнего участка срединного хребта.

Осадки на склонах и гребне Мальдивского хребта преимущественно коралловые, и лишь у подножия хребта они сменяются фораминиферовыми, а с приближением к материковому склону — терригенными или ми. Мощность осадочной толщи на гребне хребта менее 300 м, у подножия 500 м, а в северной части — до 1 км.

Строение земной коры было изучено на нескольких разрезах. В северной части хребта между Мальдивским и Лаккадивскими островами земная кора мощностью 15 км состоит из 5 км слоя вулканических пород, залегающих прямо на "океаническом" слое. В южной части хребта на банке Чагос хребет имеет строение, типичное для океанических островов: толща кораллов до 0,6 км, вулканических лав до 1,8 км и базальтое более 5 км. Западнее архипелага Чагос близ подножия хребта мощность коры составляет всего 3,6–5,4 км и представлена лавами, излившимися из трещин на дне океана. Таким образом, по сейсмическим данным Мальдивский хребет является вулканическим сооружением, приурочен



ным к меридиональному разлому, вдоль которого вулканическая деятельность смещалась с юга на север [Francis, Shor, 1966].

Магнитное поле над хребтом характеризуется значительной расчлененностью: аномалии колеблются от -300 до $+300$ гамм, а местами достигают 600 – 700 гамм. Полученные данные указывают на значительную намагниченность хребта и наличие базальтового основания. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе над основанием хребта составляют $-(20 \div 60)$ мгал, возрастая под горами и близ островов до $+50$ мгал [Admiralty..., 1963]. Тепловой поток в северной части хребта равняется $1,2$ – $1,7$ мкал/ $\text{см}^2\cdot\text{с}$, а в южной $1,8$ – $1,9$ мкал/ $\text{см}^2\cdot\text{с}$ [Slater, 1966]. Хребет не является асейсмичным, так как к нему приурочено несколько эпицентров крупных ($M \geq 7$) землетрясений [ФГАМ, 1964; Stover, 1966].

Центральная котловина Индийского океана расположена в середине северной половины океана, а ее южная часть – в центре океана. Котловина со всех сторон имеет четкие естественные границы: на востоке Восточно-Индийский хребет, на юге и западе – Центрально-Индийский, Аравийско-Индийский и Мальдивский хребты и на севере – материковый склон Азии. В указанных границах эта котловина представляет сильно вытянутую депрессию размером 3250 на 850 миль. Связь с соседними котловинами осуществляется главным образом через седловины окружающих хребтов, глубина которых немного превышает 3,5 км. Лишь с двумя котловинами, Кокосовой и Амстердамской, Центральная котловина связана проходами: северной частью Зондского желоба глубиной немногим более 3500 м и широким (около 350 миль) проходом, расположенным между Восточно-Индийским и Центрально-Индийским хребтами. Пороговая глубина этого прохода немногим более 3500 м.

Дно Центральной котловины четко делится на две части: северную – выровненную и южную – расчлененную (рис. 36). В выравнивании дна северной половины котловины основная роль принадлежит р. Ганг, которая выносит в океан в год около 1800 т осадочного материала [Страхов, 1961]. По существу, дно Бенгальского залива представляет огромный конус выноса Ганга, поверхность которого полого ($5'$ и менее) наклонена на юго-запад. Примерно на широте южного берега Шри Ланка конус выноса выполняется и сменяется плоской субгоризонтальной равниной, наклон которой составляет всего 1 – $2'$. Южная граница плоской равнины, расположенная примерно на 8 – 10° ю.ш., извилистая, потому что отдельные участки равнины далеко заходят в пределы холмистого дна.

Поверхность собственно конуса выноса Ганга представляет слабо волнистую аккумулятивную равнину с многочисленными подводными долинами. Некоторые долины начинаются близ устья подводного каньона Ганга и затем веером расходятся в стороны, как и у большинства конусов выноса на суше, однако встречаются долины, начало которых приурочено к другим участкам материкового склона.

Рис. 37. Батиметрическая карта подводной долины, на дне Бенгальского залива (ст. 5308-II, 36-й рейс "Витязя"), сост. В.Ф. Канаев, Е.Г. Маев

Одна из долин была обследована в 36-м рейсе "Витязя" на протяжении около 25 миль (рис. 37). При общем почти меридиональном простирании она сильно "меандрирует", образуя несколько то плавных, то резких (почти под прямым углом) изгибов, и приобретает местами то меридиональное, то почти широтное направление. Относительно пологие склоны ($50' - 2^{\circ}30'$) долина имеет на северном и ряде южных галсов. Обычно же долина имеет крутые, а местами, очевидно, отвесные склоны, резко переходящие в плоское дно. Расстояние между гребнями прирусовых валов долины меняется от 0,5 до 1 мили. Ширина дна долины составляет обычно 250—400 м (наибольшая 600 м и наименьшая 200 м). На поперечных профилях дно долины часто бывает наклонено, и тогда ось больших глубин оказывается расположенной у подножия одного из склонов. В местах изгибов поперечный профиль долины асимметричен, при этом более крутый бывает вогнутый склон.

Относительная глубина долины (от гребня прирусового вала до дна) колеблется от 45° до 30 м. При этом дно долины опущено относительно уровня окружающей равнины на 15—30 м. Абсолютная глубина дна долины увеличивается с севера на юг от 3431 до 3457 м при наибольшей глубине 3459 м. Средний уклон дна долины составляет примерно 2° .

Валы, обрамляющие с обеих сторон долину, характеризуются мягкими пологими очертаниями. Над окружающей равниной они возвышаются до 30 м. К гребню западного вала приурочена минимальная для полигона глубина 3388 м. Ширина валов достигает 4—6 миль. Внешние склоны валов весьма пологи (порядка $8'$) и незаметно сливаются с окружающей равниной. На некоторых галсах выделяется верхняя часть вала с более крутыми склонами — до $45'$. Максимальную крутизну (1°) имеет западный вал. В центральной и северной частях полигона гребни валов расположены вплотную к долине, южнее они отходят от долины дальше. Почти на каждом поперечном профиле долины высота западного и восточного валов неодинакова: разница составляет 1—8 м. Обычно несколько выше бывает вал, расположенный на внешней выпуклой стороне долины. В общем же глубины над гребнями валов увеличиваются с севера на юг.

Глубина подводных долин на поверхности конуса выноса Ганга достигает 120 м, ширина 5 миль, а длина — несколько сотен миль. Долины, как правило, окаймлены прирусовыми валами высотой до 20 м. У небольших долин валы могут отсутствовать. Иногда в долинах имеются террасы шириной до 2 миль. Перед устьем подводного каньона Ганга на поверхности конуса выноса располагаются гряды относительной высотой до 250 м и шириной до 20—30 миль. Вероятно, как и на конусе выноса Инда, они представляют наиболее крупные валы, образованные в результате отложения супензионным потоком наиболее грубого материала близ устья каньона при выходе на наклонную равнину. О том, что формирование аккумулятивной равнины на дне Бенгальского залива происходит в основном за счет материала, поступающего из р. Ганг, свидетельствуют две широкие пологие депрессии, расположенные вдоль западного и восточного краев конуса выноса у подножия материкового

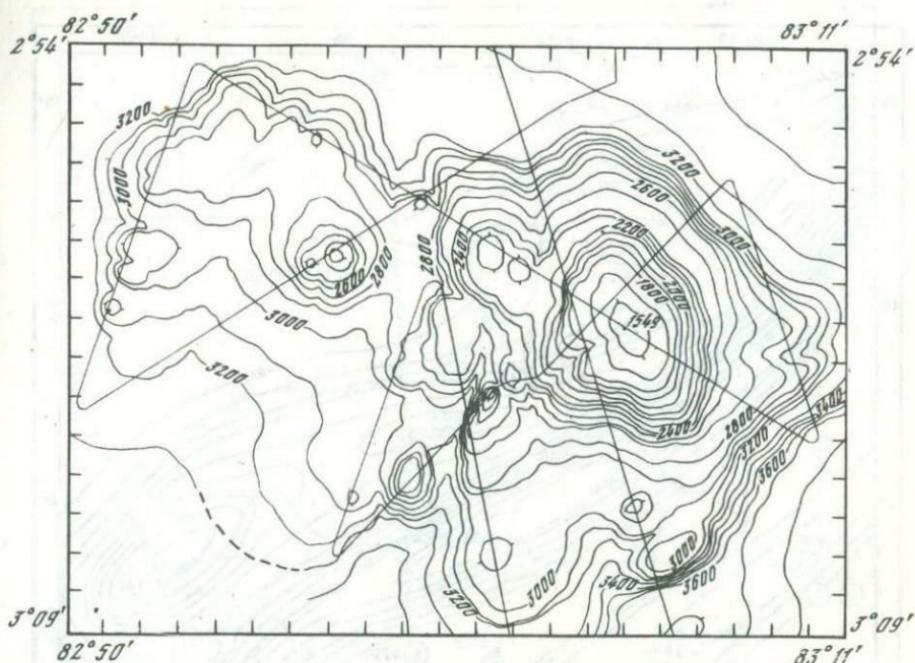


Рис. 38. Батиметрическая карта горы Афанасия Никитина (Затонский, 1964)

и островного склонов. Если бы снос со склонов здесь был велик, то эти депрессии заполнились бы осадками.

Плоская равнина, расположенная по периферии конуса выноса Ганга, обладает очень ровной поверхностью, которая местами нарушается подводными долинами и бороздами, а также небольшими холмами и горами. Последние представляют вершины погребенного расчлененного рельефа. Наиболее крупная гора Афанасия Никитина, расположенная близ южного края равнины, была открыта в 31-м и затем обследована в 33-м рейсе "Витязя" [Безруков и др., 1961]. Судя по профилям и батиметрической карте (рис. 38), это поднятие представляет крупный горный массив с сильно расчлененной поверхностью. Ширина его основания составляет около 150 миль. Наименьшая глубина горы Афанасия Никитина равна 1549 м, а ее относительная высота 3500 м. Склоны горы крутые — до 20° , и, судя по морфологии, это сложный подводный вулкан.

Кроме гор на плоской равнине встречаются небольшие возвышенности и валы. Довольно крупная возвышенность находится севернее горы Афанасия Никитина. Ширина основания этой возвышенности составляет около 50 миль, относительная высота 700 м, поверхность сильно расчленена.

Примерно в 100 милях западнее описанной возвышенности на экваторе в 36-м рейсе была обнаружена и обследована еще одна возвышенность, представляющая широтно ориентированный вал (рис. 39). Северную половину полигона занимает плоская аккумулятивная равнина с глубинами до 4618 м. Южная половина полигона занята линейно-

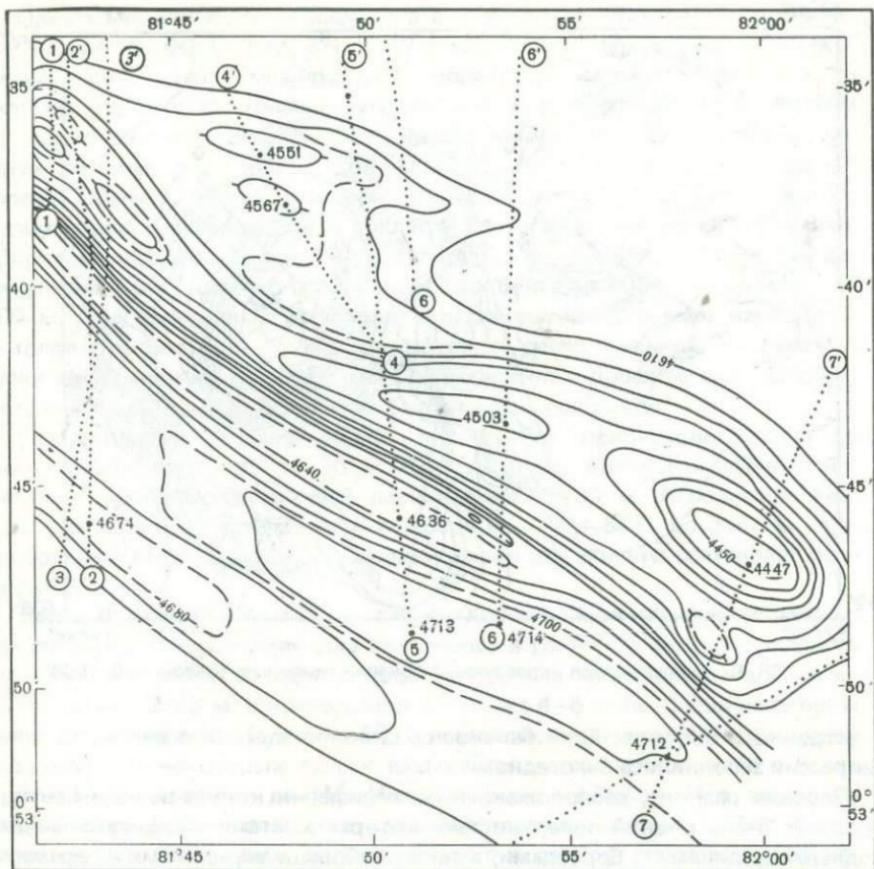
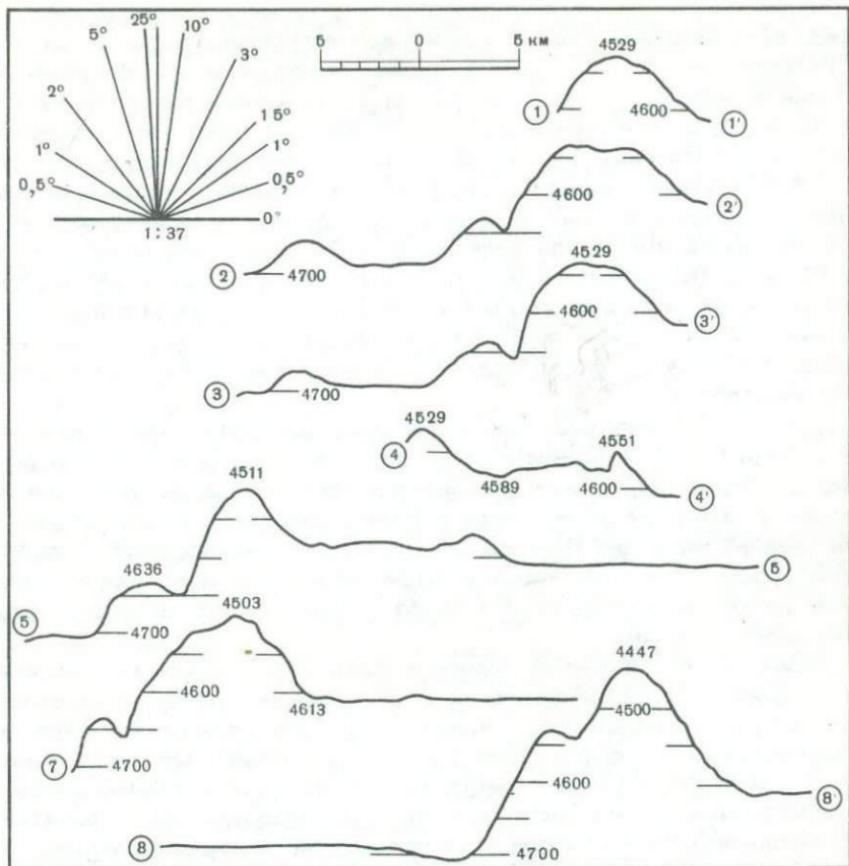


Рис. 39. Батиметрическая карта и профили вала на дне Центральной котловины (ст. 5313-III, 36-й рейс "Витязя"), сост. В.Ф. Канаев, Н.А. Куренцова

вытянутыми положительными (валы) и отрицательными (ложбины) формами рельефа, сменяющимися южнее плоской субгоризонтальной равниной, расположенной на глубине немногим более 4700 м, т.е. на 100 м ниже, чем северная равнина.

Наиболее крупный северный вал пересекает полигон с восток-юго-востока на запад-северо-запад. Длина его обследованной части составляет 24 мили, ширина основания 4–6 миль, высота относительно северной равнины 70–160 м. Гребень вала слегка ундулирует, вследствие чего глубины над ним меняются от 4447 до 4533 м. Крутизна северо-восточного склона составляет около $4^{\circ}30'$. Вдоль юго-западного склона вала проходит широкая (до 3 миль) ложбина, плоское дно которой в северо-западной части находится на глубине 4690 м, т.е. на 10 м выше, чем расположенная южнее равнина, от которой ложбина отделена невысоким (относительная высота 30–40 м) узким (ширина основания 2 мили) валом.

Различие в глубине субгоризонтальной равнины к северу и югу от основного вала полигона свидетельствует о том, что материал, приноси-
160



мый сусpenзионными потоками с севера, задерживается. Естественно поэтому предположить, что роль барьера в данном случае играет вал значительной длины.

В южной половине Центральной котловины преобладает сильно расчлененный рельеф. Лишь местами здесь встречаются участки более ровного дна. Небольшой район холмистого дна, расположенный в центре южной половины котловины, был обследован в 36-м рейсе "Витязя". Профили и батиметрическая карта (рис. 40, см. вкл.) дают подробную характеристику этого широко распространенного типа подводного рельефа. В пределах полигона находится широкое пологое поднятие — вал, ориентированный в широтном направлении. Глубины над валом колеблются от 5260 до 5125 м. Поверхность вала представляет пологоволнистую наклонную (до 30') равнину с почти горизонтальными ступенями. Местами равнина осложнена пологими ложбинами, небольшими валами, плоскими ступенями. Наиболее крупные холмы развиты в юго-восточной части полигона. Холмы здесь часто располагаются группами

на общем основании, образуя своеобразные холмистые возвышенности, между которыми, как правило, развита волнистая поверхность.

Размеры, очертания в плане и форма холмов различны. Встречаются отдельные небольшие округлые холмы с основанием размером от 1,5 до 0,6 мили, относительной высотой 20–80 м, с прямыми или слегка выпуклыми склонами крутизной от нескольких десятков минут до 16° . Все крупные холмы на полигоне представляют сложные много-вершинные поднятия, иногда вытянутые в широтном направлении. Ширина основания этих групп колеблется от 0,6 до 4 мили, длина – от 6 до 10 миль. Относительная высота холмов составляет 100–230 м. Все холмы имеют округлые выпуклые или слегка плоские вершины, расположенные на глубине 4840–5140 м. Крутизна склонов холмов меняется от $1^{\circ},5$ до 40° с преобладанием у наиболее высоких холмов углов наклона около 20° .

Для данного полигона характерна широтная ориентировка как положительных, так и отрицательных форм рельефа. Возможно, это связано с общим широтным простираем самой вала, на поверхности которого находятся обследованные формы рельефа. С другой стороны, для средней части дна Центральной котловины, видимо, вообще характерна субширотная ориентировка форм рельефа. Следует отметить, что такие детальные исследования рельефа глубоководных холмистых равнин немногочисленны.

Кроме холмов в южной половине Центральной котловины встречаются также и линейные формы рельефа – желоба и гряды, количество которых резко возрастает близ подножия срединно-океанического хребта. Ориентированы эти формы рельефа как параллельно, так и под углом к оси прилежащего участка хребта. Второе простирание обычно связано с поперечными зонами разломов, которые продолжаются в пределах дна котловины. Наиболее ярко поперечная зона разлома прослеживается в юго-западном углу Центральной котловины, в районе стыка Западно-Индийского и Центрально-Индийского хребтов.

Вдоль восточного подножия Мальдивского хребта в районе островов Чагос располагается желоб, открытый в 33-м рейсе "Витязя", а затем обследованный в 35-м рейсе. Длина изученной части желоба Чагос составляет 140 миль, но в действительности он гораздо длиннее. Желоб имеет плоское дно шириной до 10 миль, слегка наклоненное к западу. Наибольшая глубина желоба равна 5408 м. С внешней стороны желоба протягивается вал шириной до 30 миль и относительной высотой от 200 до 800 м. На валу и рядом с ним поднимаются горы высотой до 1000 м. Желоб Чагос асимметричен: высота внутреннего склона 2–2,5 км, крутизна – до 20° , высота внешнего склона 0,7–1,5 км, а крутизна $3–5^{\circ}$. От верхней части склона Мальдивского хребта желоб на значительном протяжении отделен узким высоким (до 2 км) хребтом. При фотографировании на дне желоба Чагос были обнаружены хорошо выраженные в рельефе знаки ряби, свидетельствующие о деятельности сильных придонных движений воды, скорее всего супензионных потоков. Южнее желоба Чагос на дне котловины прослежено еще несколько желобов, также имеющих меридиональное направление.

Наиболее крупной формой рельефа на дне Центральной котловины является меридиональный хребет Ланка длиной 250 миль, шириной 110 миль и относительной высотой до 2000 м. Вдоль восточного подножия хребта Ланка располагается узкая депрессия — желоб Ланка (максимальная глубина 5586 м). Хребет Ланка сильно расчленен, причем его широкая неровная поверхность расположена на глубине 3500 м, но отдельные вершины поднимаются до глубины 2950 м. К северу и югу хребет переходит в невысокий вал, который разделен седловинами на части. Северное окончание вала постепенно уходит под осадки аккумулятивной равнины и поэтому выражено в рельефе лишь местами — то в виде крупного горного массива, увенчанного горой Афанасия Никитина, то в виде невысокой возвышенности. Таким образом, вся эта система поднятий представляет, по существу, единую меридиональную структуру, параллельную Восточно-Индийскому хребту. Тот факт, что хребет Ланка и связанные с ним валы, горный массив и возвышенность находятся как бы на продолжении о-ва Шри Ланка (выступа Индостанского п-ова), свидетельствует об их тектонической связи.

Наличие на северо-востоке Индийского океана трех меридиональных хребтов, сопряженных на востоке с узкими депрессиями, свидетельствует о системе параллельных разломов океанического ложа. Следует отметить, что совсем недавно имелось иное представление о строении данной части океана. Например, указывалось на возможное существование здесь недостающей ветви срединного хребта, протягивающегося из центральной части океана к о-ву Суматра [Wilson, 1963].

На дне Центральной котловины "Витязем" было сделано значительное количество фотографий. В северной половине котловины на поверхности конуса выноса Ганга преобладает биогенный микрорельеф, представленный многочисленными холмиками, валиками, грядами, бороздами, отпечатками "ног" и фекалиями животных. Стереофотоснимки позволили определить размеры конических холмиков: их диаметр составляет 15–25 см, высота 7–22 см, угол наклона склонов 40–70° [Богоров й др., 1970]. В южной половине котловины появляются железомарганцевые конкреции, местами покрывающие дно почти сплошным слоем. Фотография, сделанная на горе Афанасия Никитина, показывает наличие выходов коренных пород в понижениях, покрытых осадками.

Осадки в Центральной котловине представлены главным образом илами, близ подножия материкового склона теригенными и в северной части котловины — фораминиферовыми, а в южной — радиоляриевыми; лишь на самом юге котловины развиты красные глубоководные глины. Южная половина котловины характеризуется широким развитием железомарганцевых конкреций. Скорость осадкообразования в южной части котловины колеблется от 1,6 до 8,6 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969], а в северной — 10 см и более [Rodolfo, 1969].

Мощность осадков Центральной котловины уменьшается от 3 км и более на севере Бенгальского залива до нескольких сотен метров у южного края плоской равнины в середине котловины. В южной половине котловины мощность осадков не превышает 100–200 м, а на возвы-

шенностях и холмах они отсутствуют. Здесь обнажаются коренные породы, главным образом базальты. На карте мощностей донных осадков [Ewing e.a., 1969] обращает на себя внимание очень резкий переход (в районе 10° ю.ш.) от мощной осадочной толщи северной половины котловины к незначительному пятнистому покрову южной половины, свидетельствующий о наличии крупного уступа в рельефе фундамента.

На дне Центральной котловины было сделано первое определение мощности земной коры на ложе Индийского океана [Непрочнов, Ельников, Холопов, 1967]. В южной половине котловины на глубине 4–5 км мощность коры составила $7,0 \pm 1,5$ км, в том числе осадочный слой 0,3–0,5 км и "базальтовый" $6,5 \pm 1,5$ км. Таким образом, это разрез типично океанической коры. В Бенгальском заливе под мощной (3,5 км) осадочной толщей залегают "базальты", мощность которых не была измерена. В средней части котловины по данным "Челленджера II" мощность осадков составила 1,1–1,6 км, но мощность "базальтового" слоя не была измерена [Gaskell e.a., 1958]. По косвенным данным мощность земной коры в Центральной котловине составляет: в южной половине 5–10 км, а в северной возрастает до 15–20 км [Деменицкая, 1967].

Магнитное поле в Центральной котловине отличается большой изменчивостью; здесь преобладают короткопериодные знакопеременные аномалии с амплитудой до 1000 гамм [Le Pichon, Heitzler, 1968]. Но в Бенгальском заливе, особенно в северной части, магнитное поле становится спокойнее, уменьшается амплитуда изменения аномалий и увеличивается их период [Cruize Narrative..., 1966]. Гравитационные аномалии в свободном воздухе в Бенгальском заливе на широте Шри Ланка колеблются от –20 до –80 мгал, возрастаая в северной части залива до $-(40 \div 0)$ мгал [Cruise Narrative, 1966]. В южной половине котловины поле силы тяжести становится более расчлененным [Le Pichon, Talwani, 1968]. Аномалии в свободном воздухе на коротком расстоянии меняются на 40–60 мгал. На меридиональном профиле к югу от Шри Ланка обращает внимание значительная (до –1000 мгал) отрицательная региональная аномалия, оканчивающаяся примерно на 7° ю.ш. Далее к югу аномалии в свободном воздухе, сохраняя отрицательное значение, уменьшаются по величине до $-(40 \div 20)$ мгал, а близ южного края котловины до $-(20 \div 10)$ мгал.

Тепловой поток в южной половине котловины колеблется от 0,7 до 1,7 и 1,6 мккал/см² · с на самом юге. Измерения в желобе Чагос составили 1,5–1,9 мккал/см² · с. Средняя часть Центральной котловины от о-ва Шри Ланка и до 10° ю.ш. характеризуется повышенной сейсмической активностью. Здесь располагается значительное количество эпицентров довольно крупных ($M \geq 7$) землетрясений [Stover, 1966].

Таким образом, большинство данных указывает на то, что в средней части Центральной котловины происходит резкое изменение геофизических полей Земли, свидетельствующее о наличии здесь зоны тектонических нарушений (разлома), развитие которой продолжается до настоящего времени.

Восточно-Индийский хребет — самое крупное горное сооружение ложа Индийского океана. При длине 5000 км хребет отличается исключи-

чительной прямолинейностью, что выделяет его среди подводных хребтов Мирового океана. Вызывает удивление то, что такая значительная форма рельефа была обнаружена лишь в начале 60-х годов XX в. Одновременно был обнаружен Восточно-Индийский желоб, расположенный вдоль южной половины хребта. Северное окончание хребта, примерно до экватора, было известно давно и было обозначено на многих картах [Атлас мира, 1954; Морской атлас, 1950; Carte Générale..., 1938–1942]. В результате появления новых данных Т. Стокс [Stocks, 1960] высказал мнение о том, что меридиональный хребет, расположенный в юго-восточной части Бенгальского залива, продолжается на юг до 18° ю.ш. Во время 35-го рейса "Витязя" после проведения дополнительных исследований был сделан вывод о существовании непрерывного хребта от Бенгальского залива до 35° ю.ш. [Безруков, Канаев, 1963].

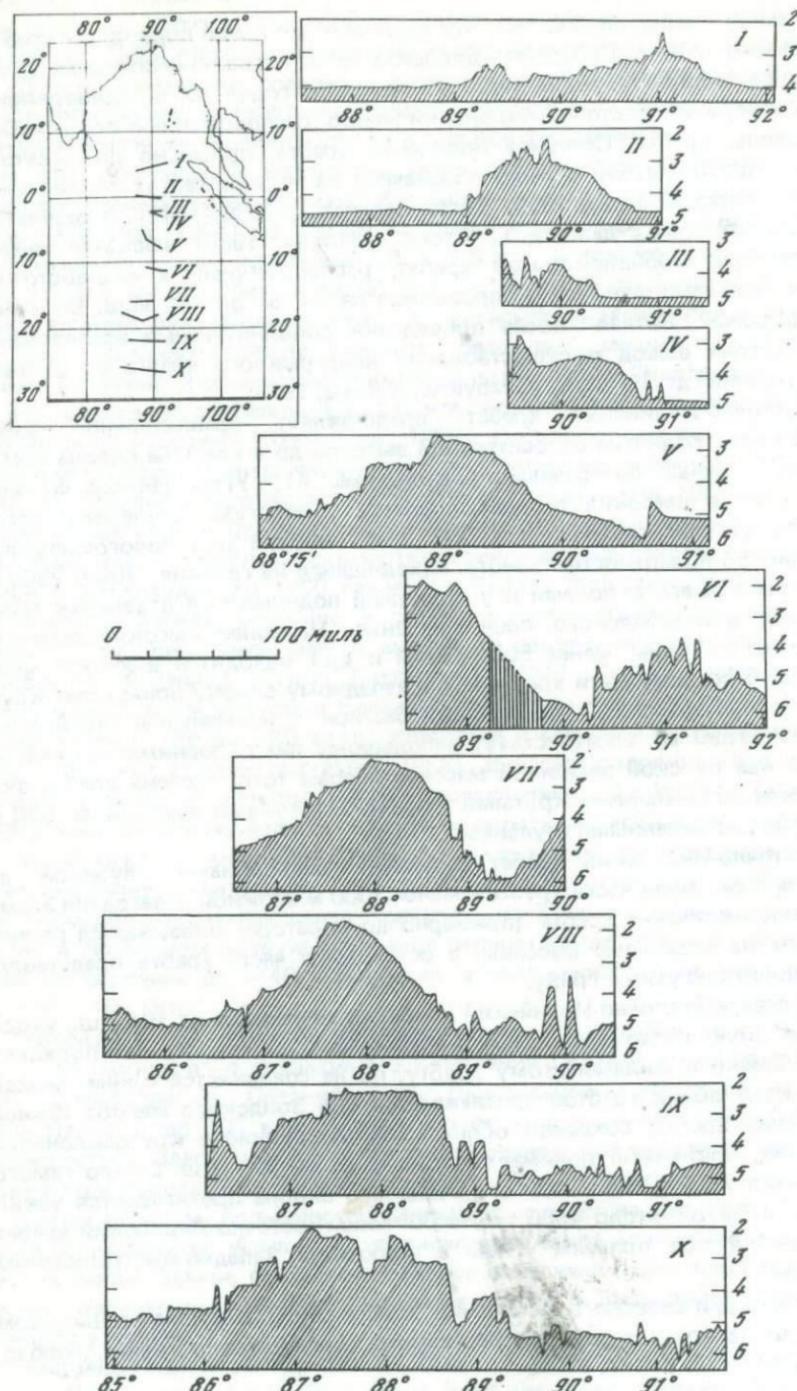
Восточно-Индийский хребет представляет сравнительно узкое (120 миль) поднятие относительной высотой до 4 км. Оба склона хребта имеют сложный поперечный профиль (рис. 41). Углы наклона склонов меняются в широких пределах: наряду с пологими ступенями встречаются уступы крутизной до 25° . Над плоской или пологовыпуклой вершинной поверхностью хребта, находящейся на глубине 2000–2500 м, а также над его склонами и у подножий поднимаются отдельные горы, видимо, вулканического происхождения. Наиболее высокие вершины (отметки глубины менее 500, 870 м и др.) находятся в южной части хребта. В средней части хребта к его западному склону примыкает крупный горный массив — "Монахский бастион"¹, наименьшая глубина которого (1599 м) соответствует небольшому пику, поднимающемуся на 750 м над плоской вершиной массива. Кроме того, гребень хребта оказывается осложненным крутыми (10 – 15°) уступами высотой до 500 м и слегка расчлененными ступенями.

Восточно-Индийский хребет расчленен седловинами глубиной до 3600 м в северной части хребта и менее 3000 м в южной. Благодаря этому северное окончание хребта (примерно до экватора) оказывается расчлененным на отдельные массивы, а оставшаяся часть хребта представляется монолитную узкую гряду.

На севере Восточно-Индийский хребет оканчивается на 10° с.ш., уходя под мощную осадочную толщу Бенгальского залива. Хребет подходит здесь близко к Андаманскому хребту, но не соединяется с ним: между подножием обоих хребтов протягивается дно Зондского желоба. Южное окончание хребта, сохраняя облик плосковершинного крутосклонного поднятия, постепенно понижается и исчезает на 35° ю.ш. Около самого окончания хребта вдоль крутого западного склона протягивается узкий желоб глубиной около 4000 м. На 30° ю.ш. Восточно-Индийский хребет соединяется под прямым углом с широтным Западно-Австралийским хребтом.

Фотографии северного окончания хребта свидетельствуют о широком развитии на его поверхности биогенного микрорельефа: ямок, борозд, фекалий.

¹ См. примечание к табл. 1.



Р и с. 41. Профили Восточно-Индийского хребта

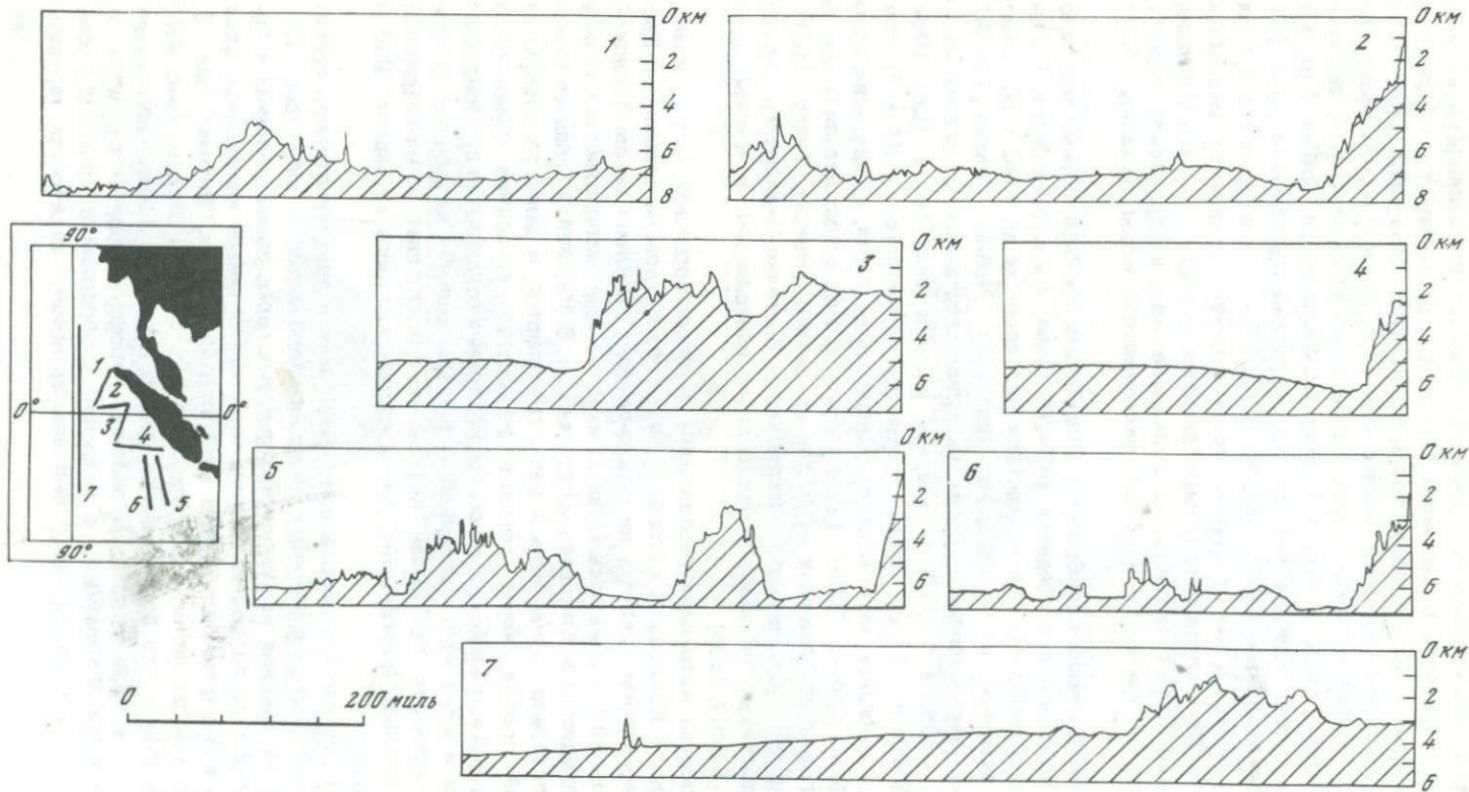
На Восточно-Индийском хребте преобладают фораминиферовые илы. На крутых склонах и вершинах гор осадки отсутствуют и обнажаются коренные породы, главным образом базальты. Мощность осадков на гребне и пологих склонах хребта меняется, но в среднем составляет 300—400 м. Сейсмические исследования характеризуют только верхнюю часть земной коры в пределах Восточно-Индийского хребта. Под осадочным слоем залегают породы со скоростью продольных волн 3,9—4,7 км/с мощностью 2,0—2,7 км, затем слой 6,7 км/с мощностью 3,0 км, и на глубине 8,5 км от уровня моря залегает граница со скоростью 7,7 км/с. Из анализа этих данных делается вывод о том, что Восточно-Индийский хребет является не вулканическим, а сбросовым (горст), представляя приподнятый блок океанической коры [Francis, Raitt, 1967].

Магнитное поле над Восточно-Индийским хребтом переменное, аномалии колеблются в пределах 100—200 гамм, а иногда и более. Гравитационные аномалии Фая возрастают над хребтом до $(40 \div 60)$ мгл, но на экваторе не превышают нуля [Le Pichon, Talwani, 1968].

Измерения теплового потока на хребте составили в средней части 1,4—1,6 мкал/см² · с, а в северной 2,5—4,9 мкал/см² · с [Lee, Ueda, 1965; Vacquier, Taylor, 1966]. Эпицентры землетрясений ($M \geq 7$) приурочены к средней части Восточно-Индийского хребта, между экватором и 10° ю.ш. [Stover, 1966]. Таким образом, этот хребет нельзя относить к категории асейсмичных, как делает Хейзен [Heezen, Tharp, 1964]. О недавней вулканической активности Восточно-Индийского хребта свидетельствуют указания о подводных извержениях в южной части хребта [Schott, 1935].

Кокосовая котловина расположена в северо-восточной части океана, к северу от Кокосовых островов. На западе котловина ограничена Восточно-Индийским хребтом, на северо-востоке внешним валом Зондской дуги и на юге — невысоким валом и цепью гор, расположенных между о-вом Рождества и Кокосовыми островами. В 100 милях западнее Кокосовых островов горная цепь и вал оканчиваются, и далее располагается широкий проход, через который Кокосовая котловина соединяется с Западно-Австралийской. На севере котловина соединяется с Зондским желобом и через него с северной частью Центральной котловины. В указанных границах Кокосовая котловина представляет равнобедренный прямоугольный треугольник, длина сторон которого составляет 900 и 1000 миль.

Почти все дно Кокосовой котловины занято аккумулятивной равниной, поверхность которой постепенно понижается к югу (рис. 42). Изредка на равнине встречаются отдельные горы, холмы, долины и борозды. Крупная подводная долина имеется на севере котловины, близ подножия Восточно-Индийского хребта. В 35-м рейсе "Витязя" был обследован участок долины, расположенный между 2 и 3° с.ш. (рис. 43). На схеме видно, что долина делает резкие повороты и имеет небольшие "притоки" в виде борозд. Поперечный профиль долины меняется: в северной части V-образный, а в южной U-образный с плоским дном. Слоны долины слегка выпуклые или вогнутые, встречаются террасы.



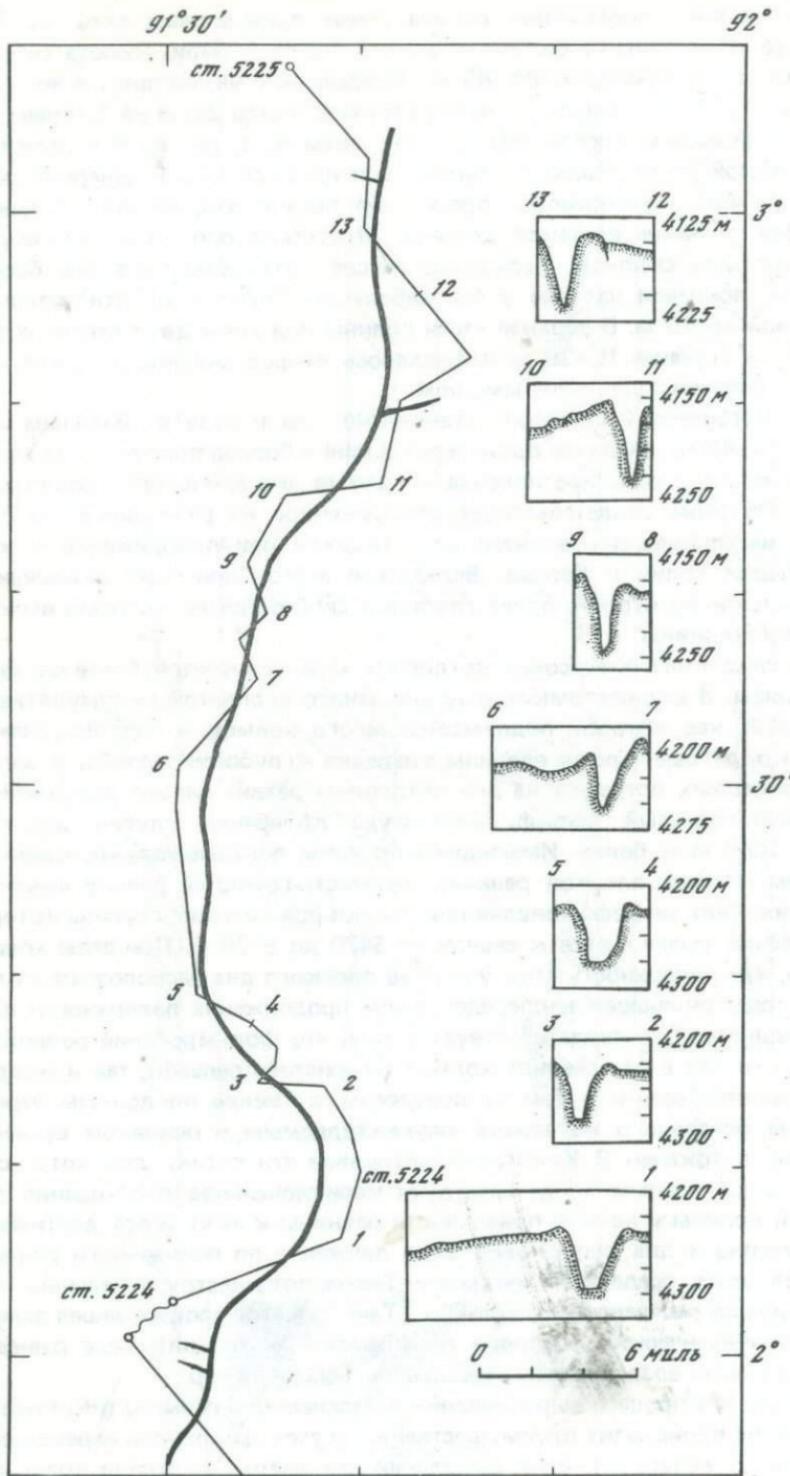
Р и с. 42. Профили Кокосовой котловины и северо-западной части Зондского вала

Почти на всем протяжении долина имеет прирусловые валы высотой от 5 до 15 м. Ширина валов составляет около 1 мили. Высота склонов долины равна примерно 60–80 м. Продольный уклон дна долины составляет 1,7 м на 1 милю, а наклон равнины около 2,0 м на 1 милю. Несколько меньший наклон дна долины, возможно, связан с отложением в ее южной части осадков, образующих плоское дно. В северной половине долины, по-видимому, происходит эрозия дна, на что указывают большая глубина врезания долины, отсутствие плоского дна, выпуклый профиль склонов. Несколько галсов, проходивших вдоль бровки долины, показали наличие у нее небольших "притоков" относительной глубиной до 10 м. В верхней части долины под дном двух крупных притоков на глубине 15–25 м наблюдалось второе сильное эхо, что, возможно, связано с погребенным дном.

Эхометрической съемкой установлено, что наряду с обильным осадконакоплением (наличие вдоль края долин и борозд прирусловых валов) имеет место и обратное явление — размыт дна вдоль края долин и борозд. Об этом свидетельствует обнаруженное на ряде эхограмм 35-го рейса выклинивание верхнего слоя осадков при приближении к краю небольших долин и борозд. Вследствие этого "притоки" оказываются врезанными во второй, более глубокий слой осадков, который выходит на дне котловины.

На самом юге Кокосовая котловина характеризуется более сложным строением. В юго-восточном углу дно занято волнистой аккумулятивной равниной, над которой поднимается много холмов и гор. Встречаются здесь и округлые пологие впадины, а изредка — глубокие желоба. К западу от Кокосовых островов на дне котловины развит сильно расчлененный холмисто-гористый рельеф. Амплитуда колебания глубин достигает здесь 1000 м и более. Имеющиеся профили показывают, что с приближением к краю плоской равнины холмисто-гористый рельеф меняется. В понижениях рельефа появляются участки ровного дна, глубина которых постепенно уменьшается к северу от 5470 до 5170 м. При этом хорошо видно, что поверхность этих участков плоского дна расположена на прямой, представляющей непосредственное продолжение поверхности плоской равнины. Это свидетельствует о том, что формирование ровной поверхности как в понижениях холмисто-гористого рельефа, так и севернее определяется одним и тем же процессом, а именно придонным перемещением осадочного материала, осуществляемым в основном супензионными потоками. В Кокосовой котловине эти потоки двигаются с севера на юг (о чем свидетельствуют меридиональное простиранье подводной долины и наклон поверхности равнины к югу) и при достижении расчлененного дна продолжают свое движение по понижениям рельефа, отлагая здесь осадочный материал. Таков, по существу, начальный этап захоронения расчлененного рельефа. Там, где этот процессшел далеко, на дне океанических котловин преобладают аккумулятивные равнинны, над которыми возвышаются вершины погребенных гор.

О том, что процесс выравнивания расчлененного рельефа в Кокосовой котловине происходит преимущественно за счет придонного перемещения осадочного материала, а не выпадения его сверху из толщи воды, сви-



Р и с. 43. Подводная долина на дне Кокосовой котловины

действует отсутствие выравнивания на вершинах холмов и гор и приуроченность ровных участков лишь к самому дну межгорных депрессий. Если на профиле провести верхнюю границу распространения выровненных поверхностей, то она пройдет параллельно линии, соединяющей ровные участки дна на расстоянии 100 м. Это свидетельствует о том, что придонное перемещение осадочного материала осуществляется в пределах нижнего 100-метрового слоя воды.

На дне Кокосовой котловины преобладают слабокремнистые радиоляриевые осадки, которые на севере сменяются фораминиферовыми илами. В юго-западном углу котловины в пределах расчлененного дна встречаются железомарганцевые конкреции. Скорость накопления осадков в восточном углу котловины составляет 7,6 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969].

Мощность неуплотненных осадков в Кокосовой котловине значительна — от 0,5 до 1 км и более. Только на юго-западе мощность осадков уменьшается до 300 м и менее, а на вершинах холмов и гор они прерываются, обнажая коренные породы. Фотографии северной части котловины показывают преобладание биогенного микрорельефа: ямки с радиальными бороздами, фекалии.

Верхняя часть земной коры на дне Кокосовой котловины представлена осадками мощностью до 2,5 км (включая полуконсолидированные), слоем со скоростью 5,1 км/с и океаническим слоем со скоростью 6,2–6,7 км/с. Мощность коры не измерена, но, очевидно, невелика, 5–10 км [Деменицкая, 1967].

Магнитное поле в Кокосовой котловине представлено короткопериодными аномалиями амплитудой до 600 гамм. Гравитационное поле также очень изменчиво и характеризуется аномалиями в свободном воздухе от –20 до –120 мгаль.

Значения теплового потока в северо-восточной части котловины вдоль внешнего вала Зондской дуги обычно не превышают 1 мкал/см²·с, колебляясь от 0,4 до 0,9 мкал/см² · с, но отдельные измерения дают 1,2 и даже 3,7 мкал/см² · с [Vacquier, Taylor, 1966]. Эпицентры землетрясений ($M \geq 7$) приурочены к южной и юго-западной частям котловины [Stover, 1966].

Зондский краевой вал — крупное поднятие ложа океана, протянувшееся вдоль Зондского глубоководного желоба почти на 2000 миль. Ширина вала меняется от 50 до 130 миль, относительная высота над ложем океана составляет несколько сот метров, но местами над валом поднимаются до 2500 м горные массивы и небольшие хребты. Глубокие (до 5500 м) седловины разделяют вал на две части: западную и восточную. Первая, от о-ва Рождества и до 5° ю.ш., представляет пологий вал высотой около 500 м, с волнистой поверхностью, изредка осложненной холмами. От 5° ю.ш. и до экватора вал становится выше (1–1,5 км) и более расчлененным: над ним поднимаются многочисленные горы. К их вершинам приурочены наименьшие глубины вала 2391, 3193 м и др. К северу от экватора вал становится ниже, ширина его увеличивается, поверхность выравнивается, и он незаметно сливается с подножием Восточно-Индийского хребта.

Восточная половина Зондского вала наиболее высоко (до 2500 м) поднимается между 110 и 113° в.д.. Здесь вал увенчан массивным хребтом длиной 210 миль с широкой волнистой вершинной поверхностью, расположенной на глубине 1,5 км. Южный склон хребта представляет крутой (до 30°) и высокий (1800 м) уступ. Над валом поднимаются также отдельные горы и холмы. На 118° в.д. вал снова прерывается седловиной, глубина которой слегка превышает 5500 м. Вал, расположенный восточнее этой седловины, сливается с подножием материального склона Австралии. Внешний склон вала (за исключением крутых склонов насаженных на него хребтов и гор) постепенно понижается и незаметно переходит в дно прилежащих океанических котловин. Склон вала, обращенный в сторону Зондского желоба, представляет крутой уступ, местами осложненный пологими ступенями.

Осадки на поверхности вала представлены терригенными, а местами на поднятиях фораминиферовыми илами. Мощность осадков на валу составляет 200–500 м, уменьшаясь на крутых склонах до нуля и увеличиваясь близ северо-западного окончания до 1 км [Ковылин, 1961; Ewing e.a., 1969]. Под осадками залегают "базальты" мощностью около 7 км [Raitt, Shor, 1964].

Магнитное поле в средней и северо-западной частях вала характеризуется слабой изменчивостью над ровными участками и большей расчлененностью над горными сооружениями. Отмечается широтная ориентировка осей магнитных аномалий независимо от направления простирации самого вала [Vacquier, Taylor, 1966].

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе характеризуются значительной изменчивостью, от –100 до +100 мгал [Tomoda e.a..., 1968; Le Pichon, Talwani, 1968].

Тепловой поток на валу имеет более высокое значение, чем на ложе океана и на дне глубоководного желоба. Абсолютные его значения составляют 1,6–2,9 и даже 4,0 мккал/см² · с [Vacquier, Taylor, 1966]. К валу приурочено несколько эпицентров землетрясений, но в сейсмическом отношении вал значительно менее активен, чем расположенная рядом островная дуга [ФГАМ, 1964].

От середины Зондского вала на запад протягивается широтный Кокосовый вал длиной около 700 миль, шириной 60–150 миль и относительной высотой около 500 м. Над поверхностью вала возвышаются крупные подводные горы, основания которых имеют диаметр от 5 до 40 миль. Подножия гор часто сливаются друг с другом, образуя массивы размером в поперечнике до 80 миль. Глубины над вершинами гор меняются в очень широких пределах: от 4500 до 1242 м. Вершина горы Д.И. Щербакова (глубина 1433 м), расположенная в 60 милях к юго-западу от о-ва Рождества, была обследована в 33-м и 54-м рейсах "Витязя".

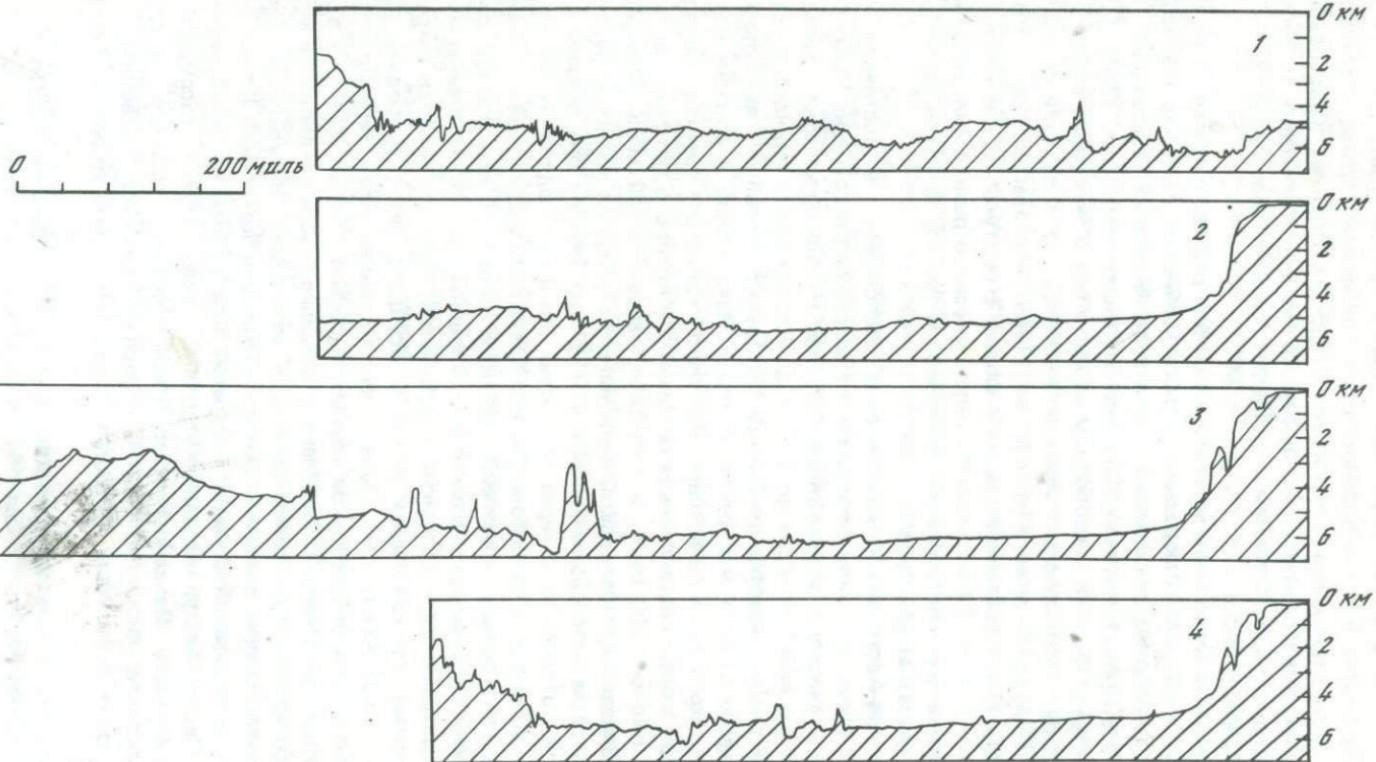
Вершины двух гор поднимаются над водой, образуя небольшие острова — Кокосовые и Рождества. Кокосовые острова представляют небольшой коралловый атолл, а о-в Рождества — приподнятый (высота 357 м) коралловый риф. Относительная высота подводных гор состав-

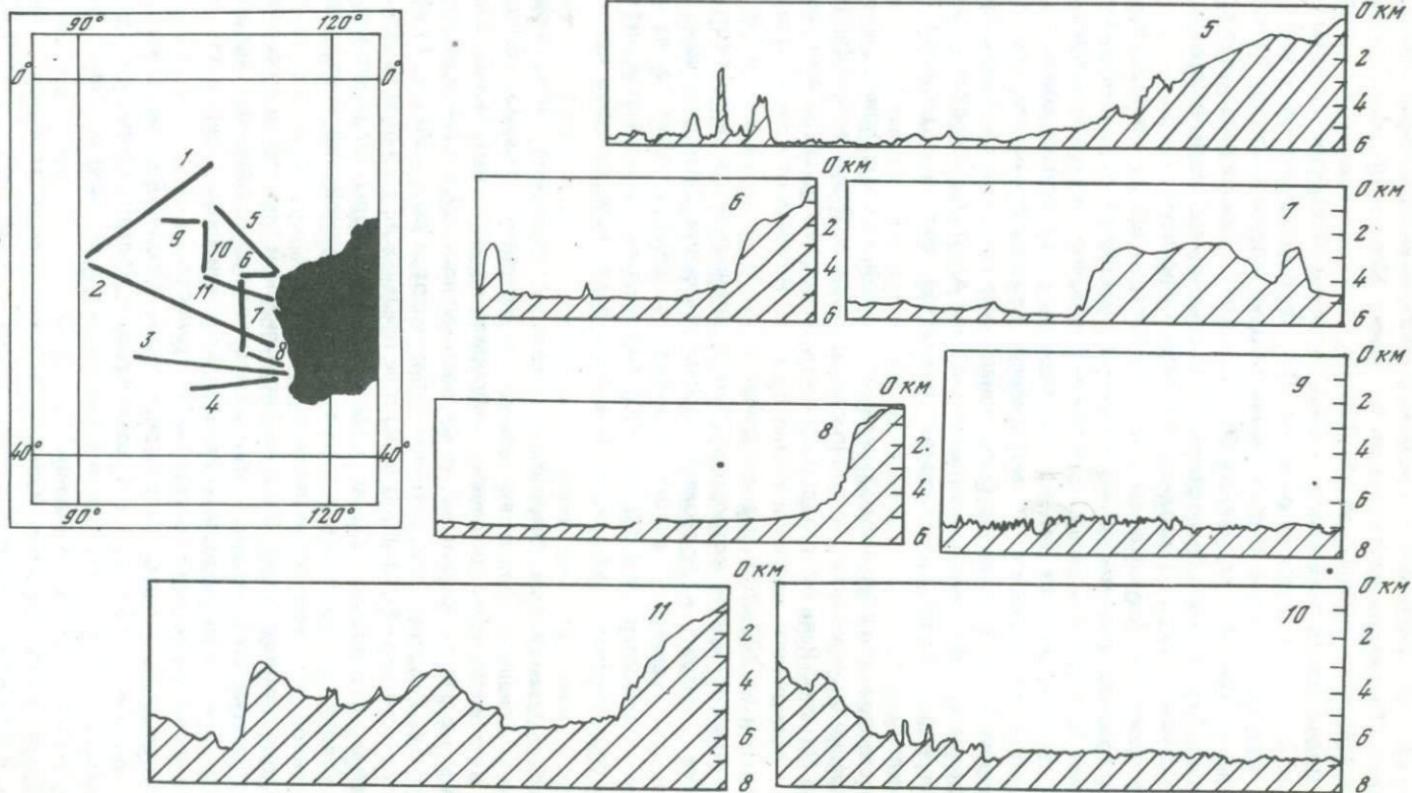
ляет 1–4 км, а высота горы Кокосовых островов равна 4,5 км и горы о-ва Рождества 5,5 км. Глубина седловин между горами достигает 3–4 км, а между горными массивами 5–5,5 км. Поэтому Кокосовый вал не представляет значительного барьера между Кокосовой и Западно-Австралийской котловинами, разделяя лишь самые глубокие (более 5,5 км) их части.

Осадки на Кокосовом валу представлены радиоляриевыми, а на склонах гор – фораминиферовыми илами. Магнитное поле над Кокосовым валом довольно изменчиво, амплитуда аномалий составляет 100–200 гамм, а местами и до 500 гамм [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Гравитационные аномалии в свободном воздухе над Кокосовым валом изменяются на коротком расстоянии, но амплитуда их колебаний невелика – от –100 до –130 мгаль [Tomoda e.a., 1968]. Авторы полагают, что Кокосовый вал представляет редкий случай структуры на дне океана, находящейся в состоянии полного изостатического равновесия. Небольшие землетрясения происходили в восточной и реже в западной части Кокосового вала [ФГАМ, 1964].

Западно-Австралийская котловина расположена в восточной части океана около Западной Австралии. На севере она ограничена Кокосовым валом и внешним валом Зондской дуги. На северо-востоке граница от Зондского вала проходит по 112° в.д. и затем вдоль подножия материкового склона Австралии. На юге котловина ограничена выступом материкового склона Австралии – плато Натуралиста и Западно-Австралийским хребтом, а на западе – Восточно-Индийским хребтом. По форме котловина представляет четырехугольник, у которого три стороны имеют длину около 1200 миль, а четвертая, западная, 900 миль. Обособленность Западно-Австралийской котловины от соседних котловин различна. На севере через широкий глубокий (5,5 км) проход она связана с Кокосовой котловиной, а через глубокую (до 6 км) седловину Зондского вала – с Зондским желобом. Связь с Северо-Австралийской котловиной осуществляется через широкий глубокий (около 5,5 км) проход, расположенный в северо-восточном углу котловины. На юге котловины между плато Натуралиста и Западно-Австралийским хребтом имеется широкий (360 миль) проход, через который осуществляется свободная связь с котловиной Амстердам. Однако юго-восточная часть Западно-Австралийской котловины цепочкой горных массивов (Кювье, Зенит) и валом в значительной степени обособлена от остальной части котловины и может рассматриваться как самостоятельная котловина Натуралиста. Около м. Северо-Западного также имеется небольшая котловина Кювье, отделенная от основной Западно-Австралийской котловины невысоким валом. Северо-Австралийская котловина также может рассматриваться как часть Западно-Австралийской. Именно наличие выступов материкового склона и крупных горных массивов позволяет выделить серию небольших котловин вдоль подводной окраины Западной Австралии.

Поверхность дна Западно-Австралийской котловины прогнута к седедине: здесь располагаются обширные участки с глубинами более 6 км (рис. 44). Ближе к краям дно котловины приподнимается, образуя





Р и с. 44. Профили Западно-Австралийской котловины, котловины Натуралиста и горного массива Кьюене

на западе вал, на юго-западе — возвышенность, на юге и востоке — пологие равнины. Только на севере вдоль подножия Кокосового вала располагается депрессия глубиной до 5,5–6 км.

У подножия материкового склона Западной Австралии развиты как волнистые, так и плоские равнины. Первые преобладают севернее тропика, вторые — южнее. Ширина равнин обычно невелика — около 60 миль, и лишь на самом юге, между 30 и 32° ю.ш., равнина расширяется до 200 миль. Это связано с более обильным поступлением осадков со склонов и шельфа материка по подводным долинам и каньонам.

На профилях, пересекающих Западно-Австралийскую равнину, преобладает ровное дно, местами осложненное пологими возвышенностями, валами, холмами и отдельными горами. Необычно отсутствие в пределах этой равнин на всех имеющихся профилях подводных долин. Даже при детальном промере в 150 милях северо-западнее Фримантла на участке размером 30 на 30 миль не было обнаружено ни одной долины. С приближением к подножию материкового склона Австралии плоская равнина постепенно сменяется наклонной волнистой равниной шириной 30–40 миль.

В северо-восточной части Западно-Австралийской котловины наклонная равнина примыкает к подножию выступа материкового склона — плато Эксмут. Равнина представляет крупноволнистую слабо наклонную (20') поверхность шириной около 80 миль. Начиная от края наклонной равнин и до 102–103° в.д. на западе и 16–17° ю.ш. на севере дно Западно-Австралийской котловины занято волнистой равниной, которая на юге подходит к подножию горных массивов Зенит и Кювье. Поверхность равнин в целом не имеет наклона; глубины в ее пределах колеблются от 5700 до 5900 м. Местами встречаются небольшие расчлененные участки, связанные с развитием желобов или холмов.

Между массивами Эксмут и Кювье у подножия материкового склона Западной Австралии находится котловина Кювье. Впервые эта котловина была выделена Фейрбриджем. Дно котловины Кювье занято на западе волнистой, а на востоке плоской субгоризонтальной равниной. Разделяет эти равнину уступ высотой около 200 м. Глубина плоской равнин 5000–5080 м, но в ее пределах встречаются небольшие впадины глубиной до 5233 м, а также холмы и горы. От подножия материкового склона плоская равнина отделена узкой (50 миль), слабо наклонной (25') волнистой равниной.

Вдоль южного края Западно-Австралийской котловины располагаются участки ровного дна — в основном волнистые равнины. Они встречаются как вдоль подножия Западно-Австралийского хребта, так и на юго-востоке в пределах котловины Натуралиста.

Оставшаяся западная и северная части Западно-Австралийской котловины имеют расчлененный холмистый и холмисто-гористый рельеф. Небольшие участки ровного дна (волнистые и плоские равнины) встречаются на дне желобов и впадин.

Вдоль западного края Западно-Австралийской котловины, у подножия Восточно-Индийского хребта, между 7 и 26° ю.ш. протягивается

Восточно-Индийский желоб. Желоб представляет узкое (до 10–20 миль) понижение, разделенное порогами на части. Наибольшая глубина желоба 6335 м, измеренная шведским судном "Альбатрос" [Koczy, 1956], приурочена к его северной части ($11^{\circ}20'$ ю.ш.). В средней части наибольшая глубина, равная 5940 м (16° ю.ш.), измерена "Витязем" в 31-м рейсе [Материалы океанологических исследований, 1962]. В южной части желоба глубины немножко превышают 5000 м. Микрорельеф на дне желоба представлен редкими следами фауны (борозды, ямки, холмики) на слегка волнистой аккумулятивной поверхности. Восточно-Индийский желоб имеет плоское или слегка вогнутое дно шириной до 15 миль. На дне и склонах желоба поднимаются небольшие горы и холмы. Склоны желоба, как правило, крутые (15 – 20°) и ровные. С внешней стороны желоба располагаются подводные гряды, горы и возвышенности, образующие слабо выраженный в рельефе вал.

Наиболее сложным и расчлененным рельефом отличается, пожалуй, северная часть внешнего вала Восточно-Индийского желоба: здесь развиты многочисленные гряды, холмы, горы и небольшие хребты. Глубины над валом меняются на коротком расстоянии на сотни и тысячи метров. Отдельные вершины хребтов и гор поднимаются до глубины 2500–3500 м, а седловины и депрессии между ними имеют глубину до 5500 м. Северное окончание вала уходит в пределы Кокосовой котловины (10° ю.ш.).

Южная половина вала, представляющая слегка вытянутую с юга на север возвышенность, отделена от северной части глубокой (до 5,5 км) седловиной. Размеры этой возвышенности (примерно по изобате 5000 м) составляют 350 на 400 миль. Ее поверхность в северо-восточной части разделена уступами высотой 500 м и крутизной 6 – 12° на три ступени. Гребень возвышенности проходит ближе к ее западному краю. Здесь имеется группа пологих овальных куполов, ориентированных с юго-запада на северо-восток. К ним приурочены глубины 4153, 4199 м. Рельеф возвышенности разнообразный: холмисто-гористый на северо-западе, холмистый на юго-западе, холмисто-волнистый в средней части и волнистый на юге и востоке. Судя по фотографии (рис. 45), вершина возвышенности покрыта конкрециями. У северо-западного края возвышенности находится коническая гора относительной высотой 2,5 км; склоны горы крутые (16°), а ее наименьшая глубина равна 2535 м. Это самая высокая гора в пределах данного вала. Судя по морфологии, она имеет вулканическое происхождение.

В середине и северной части Западно-Австралийской котловины преобладает холмисто-гористый рельеф. Как видно на батиметрической карте, подавляющее число линейных форм рельефа имеет здесь одно направление – с юго-запада на северо-восток. Лишь у самой северной окраины котловины появляются формы с меридиональным простиранием. Преобладают в этой части котловины различные гряды и валы длиной до 400 и шириной до 60 миль и разделяющие их желоба того же размера. Глубины над грядами составляют 4–5 км, а над дном желобов 5,5–6,5 км. Фотографии, сделанные на дне желоба, обнаружили широкое развитие на илистом дне биогенного микрорельефа: много-

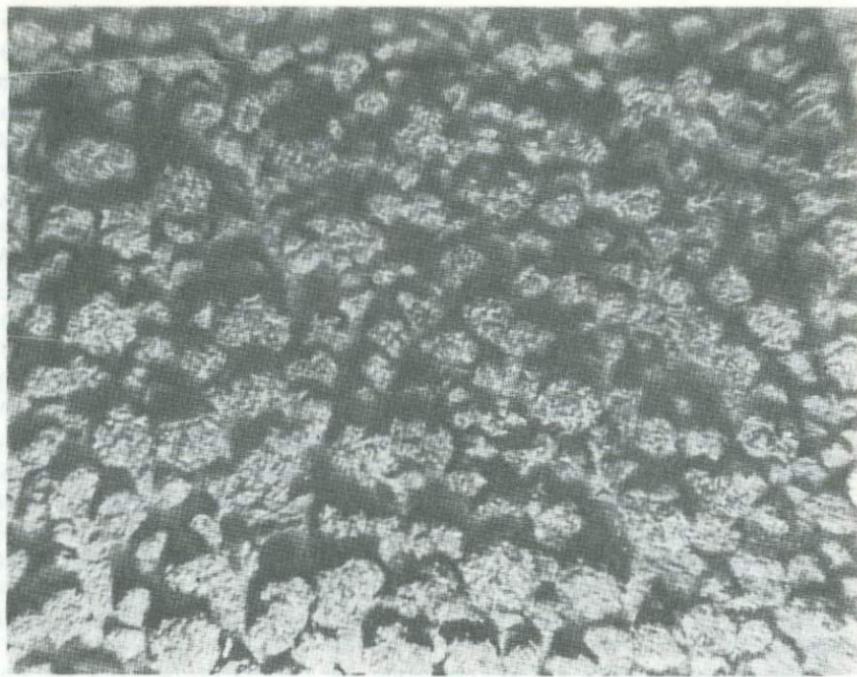


Рис. 45. Ст. 5200, гл. 4585 м, $23^{\circ}52'$ ю.ш., $91^{\circ}39'$ в.д. Западно-Австралийская котловина. Поверхность дна почти сплошь покрыта округлыми железомарганцевыми конкрециями

численные холмики с отверстиями на вершине, валики, борозды, фекалии.

В северо-восточной части котловины, близ о-ва Рождества, встречается много округлых конических гор—вулканов. Горы часто образуют группы, объединяемые единым пологим основанием. Высота гор колеблется от 1 до 3 км, а глубина над их самыми высокими вершинами составляет 2600, 2714, 2824 м.

С одной из подводных гор, по-видимому, было связано появление на морских навигационных картах в 210 милях к югу от о-ва Рождества банки Мария-Аугустина. Сведения о банке впервые были сообщены в 1856 г. капитаном одноименного испанского фрегата, который, увидев изменение цвета воды, сделал промеры и обнаружил при этом глубины от 24 до 9 м, а на лоте — ил и песок. В полуторе милях от корабля был виден черный объект, около которого разбивались волны. В 1845 г. в этом же районе наблюдалось большое (около 50 миль) пятно воды молочно-белого цвета [South Indian Ocean Pilot, 1949]. Эхолотная съемка, выполненная в районе предполагавшейся банки в 35-м рейсе "Витязя" [Канаев, 1964], показала, что на том месте, где на картах обозначены малые глубины и знак подводной скалы, глубина превышает 5500 м. Однако в 15 милях к юго-востоку была обнаружена гора с крутыми

(до 25°) склонами, диаметром основания около 20 миль и глубиной над вершиной 2474 м. В 20 милях юго-восточнее первой горы была открыта вторая. На ее вершине имеется 500-метровое углубление, возможно, кратер. Обе горы явно вулканического происхождения.

Затем в этом же районе была выполнена подробная съемка австралийским судном. Судя по имеющимся глубинам, в районе банки Аугустина обнаружены новые подводные горы. Обилие на дне крупных гор позволяет высказать предположение о том, что появление банки Мария-Аугустина, по-видимому, было связано с извержением крупного подводного вулкана, вершина которого достигала поверхности океана. Однако затем она была уничтожена волнами и течениями, как и многие вулканические острова-«призраки», появлявшиеся и исчезавшие иногда по нескольку раз. Вполне вероятно, что в последующем эта гора опустилась и сейчас ее вершина находится на значительно большей глубине.

Небольшой участок расчлененного дна находится на юго-востоке в котловине Натуралиста, между 105 и 109° в.д. В отличие от северной половины котловины ориентировка форм здесь иная, с юго-востока на северо-запад. В рельефе представлены в основном короткие узкие гряды, разделенные небольшими узкими депрессиями. Глубина над гребнями гряд составляет 3 — $4,5$ км, а над дном желобов — обычно более $5,5$ км. В южной части этой котловины амплитуда расчленения больше: наиболее высокие вершины имеют глубину до 2652 м, а глубина желобов достигает 6200 м. Дно желобов представляет плоскую аккумулятивную равнину шириной до 10 миль.

Над дном Западно-Австралийской котловины ближе к берегам Австралии возвышается несколько крупных горных массивов. Наиболее крупный и сложный массив Кювье расположен у самого подножия материкового склона, отделяясь от него узким (40 — 60 миль) проходом глубиной 3600 — 5000 м. Сам горный массив состоит из нескольких гор и узкого хребта, объединяемых одним общим основанием (см. рис. 44). Горы имеют плоские слабовыпуклые или волнистые вершинные поверхности, разделенные широкими пологими седловинами. На фотографиях видно, что волнистая поверхность вершин имеет следы жизнедеятельности фауны: небольшие холмики, валики, фекалии. Минимальные глубины над вершинами составляют 2047 , 2709 м и более. Склоны массива Кювье крутые (10 — 15°) на западе и юго-западе и более пологие ($1^{\circ}5$ — 2°) на севере и востоке. Хребет, отходящий от массива на север, имеет длину около 140 миль, ширину до 15 миль, относительную высоту до 2 км и наименьшую глубину гребня 2516 м.

В 70 милях к северо-западу от массива Кювье расположен второй горный массив Зенит, представляющий купол с плоской, слегка волнистой наклонной вершиной и крутыми склонами. На западе и севере к подножию массива Зенит примыкают небольшие горы и холмы. Относительная высота массива составляет $3,5$ км, наименьшая глубина 1924 м, диаметр основания около 130 миль.

Два горных массива находятся близ подножия Западно-Австралийского хребта. Наиболее крупный из них имеет овальное основание раз-

мером 70 на 120 миль, высоту около 3,5 км, наименьшую глубину 1555 м (26° ю.ш., $100^{\circ}10'$ в.д.). Второй, поменьше (около 60 на 100 миль), находится близ восточного окончания хребта. Его наименьшая глубина 3018 м.

На дне Западно-Австралийской котловины развиты красные глубоководные глины, сменяемые на севере радиоляриевыми илами. На высоких горах осадки представлены фораминиферовыми илами. Скорость осадкообразования в Западно-Австралийской котловине достигает на северо-востоке 21 мм/1000 лет [Oppdike, Glass, 1969]. Мощность осадков на дне котловины составляет менее 100 м в западной половине, причем они имеются главным образом в понижениях рельефа и отсутствуют на вершинах холмов и гор. В восточной части котловины мощность осадков возрастает до 200–300 м, а близ подножия материкового склона под аккумулятивными равнинами котловин Кювье и Натуралиста до 1 км [Ewing e.a., 1969]. Под осадками залегает слой со скоростью 4,8–5,4 км/с мощностью 0,6–2,4 км, и затем "океанический" слой 6,5–7,1 км/с мощностью 2,5–6,2 км. Таким образом, мощность земной коры под дном Западно-Австралийской котловины составляет 4,9–7,5 км, а скорость на границе M 7,7–8,3 км/с. Под дном Восточно-Индийского желоба земная кора имеет мощность 4,2 км и состоит из слоя осадков (0,15 км), второго слоя (0,6 км) и третьего слоя, 3,5 км [Francis, Raitt, 1967].

Магнитное поле Западно-Австралийской котловины характеризуется короткопериодными аномалиями амплитудой 200–500 гамм. В северной части котловины протягивается широтная зона резко расщепленного поля с амплитудами до 1000 гамм. В середине южной части котловины магнитное поле более спокойное, с амплитудами до 200 гамм. В юго-восточной части, котловине Натуралиста, магнитное поле снова сильно расщепленено и амплитуда колебания аномалий достигает 500 и иногда 1000 гамм [Le Pichon, Heirtzler, 1968].

Гравитационные аномалии в свободном воздухе над дном Западно-Австралийской котловины колеблются в южной половине котловины (вдоль 25° ю.ш.) от –40 до +10 мгал, увеличиваясь над горами до +50 мгал [Le Pichon, Talwani, 1968]. В восточной части котловины аномалии колеблются от –40 до 0 мгал, возрастая над горами до + 100 мгал [Tomoda e.a., 1968].

Многочисленные измерения теплового потока, выполненные на дне Западно-Австралийской котловины, показали значительные его изменения — от 0,9 до 3,2 мккал/см² · с, причем наиболее высокие значения (0,3–3,2 мккал/см² · с) приурочены к северо-западной части котловины. Довольно высокие величины получены и в северо-восточной (1,8–1,9 мккал/см² · с) и юго-восточной (1,8–2,0 мккал/см² · с) частях [Lee, Ueda, 1965; Von Herzen, Langseth, 1965].

Дно Западно-Австралийской котловины сейсмически активно: в ее северной части имеется несколько эпицентров землетрясений ($M \geq 7$), представляющих продолжение к юго-востоку сейсмического пояса Центральной котловины и Восточно-Индийского хребта [ФГАМ, 1964; Stover, 1966]. Вулканическая активность на дне котловины отмечалась недавно,

о чем свидетельствуют указания о подводных извержениях вулканов [South Indian Ocean Pilot, 1949].

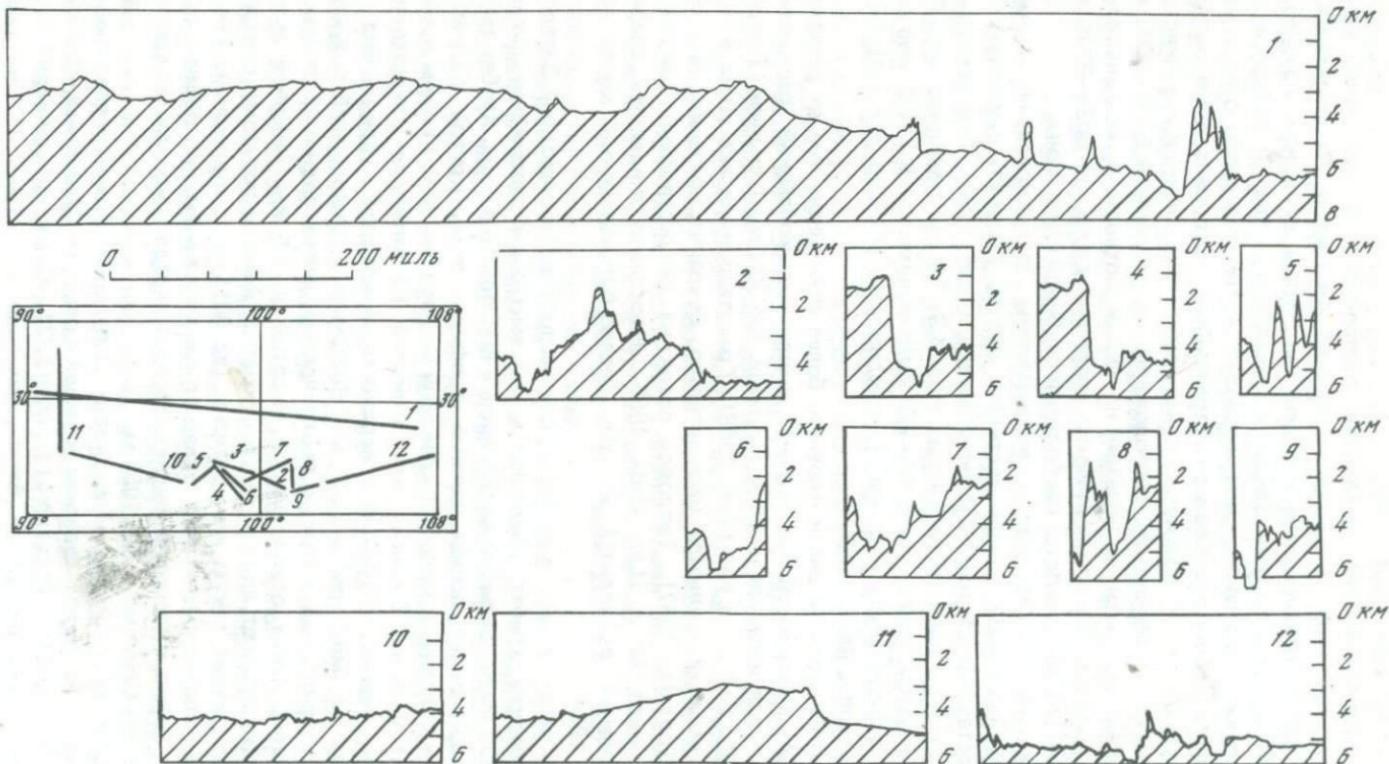
Северо-Австралийская котловина расположена в восточной части океана у подножия материкового склона Австралии. От Западно-Австралийской котловины она отделена выступом подножия материкового склона и горами, а от Зондского желоба — валом. Благодаря наличию глубоких (около 5,5 км) седловин котловина слабо обособлена от соседних депрессий. Северо-Австралийская котловина представляет небольшую округлую впадину, дно которой занято плоской и волнистой аккумулятивной равнинами, расположенными на глубине 5500—5600 м. Над равнинами, главным образом на западе котловины, возвышаются отдельные горы. Здесь же имеются депрессии глубиной 6035—6240 м. Последняя глубина является наибольшей глубиной котловины.

Осадки на дне котловины представлены радиоляриевыми илами. Мощность осадочной толщи достигает 900 м. Скорость осадконакопления составляет 25 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969]. Под осадками залегает второй слой со скоростью волн 4,9—5,2 км/с мощностью 0,8—2,4 км, а затем третий слой 6,6—7,0 км/с мощностью 6,1—7,0, поверхность M (скорости 8,1—8,2 км/с) находится на глубине (от дна) 3,4—9,0 км [Francis, Raitt, 1967].

Магнитное поле на дне котловины более спокойное, чем в соседней Западно-Австралийской котловине, амплитуда колебаний составляет 50 гамм, хотя имеются и более крупные (до 50 гамм) скачки [Tomoda e.a., 1968; Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Гравитационные аномалии в свободном воздухе меняются незначительно, сохраняя значения, близкие нулю [Tomoda, 1967]. Тепловой поток на дне котловины равняется 0,9—1,1 мкал/см² · с [Lee, Ueda, 1965]. Несколько эпицентров слабых землетрясений приходится на дно Северо-Австралийской котловины [ФГАМ, 1964].

В 600 милях к западу от Австралии располагается широтный **Западно-Австралийский хребет**, представляющий массивное сооружение длиной около 800 миль, шириной до 300 миль и высотой до 4,5 км. Хребет имеет ярко выраженный асимметричный профиль: очень крутой (30—40°) южный и пологий (около 1°) северный склон (рис. 46). Гребень хребта проходит у самой бровки южного склона. На западе он представляет широкую, слегка выпуклую поверхность, к которой и приурочена наименьшая глубина хребта (563 м). Восточная половина гребня хребта более сложная: над пологой поверхностью резко поднимается узкая (5—8 миль) гряда относительной высотой до 1,5 км. Внешний склон гряды представляет единое целое с крутым южным уступом; внутренний склон имеет такую же крутизну (до 30°), как и внешний. Таким образом, описываемая гряда обладает симметричным поперечным профилем. Гребень гряды ундулирует, образуя иногда глубокие седловины. Наименьшая глубина гребня 1053 м.

В пределах плоской поверхности Западно-Австралийского хребта, примерно в 10 милях севернее краевой гряды, в 36-м рейсе "Витязь" была сделана детальная съемка (полигон 5331—XII), на основании которой была составлена подробная батиметрическая карта (рис. 47, см. вкл.).



Р и с. 46. Профили Западно-Австралийского хребта и желоба Оби

Карта и профили дают представление о сложном строении поверхности хребта. Наряду с ровными пологими поверхностями здесь встречается расчлененный грядовой рельеф (на гребне), крутые (10°), высокие (100 м) уступы и глубокие прямые долины. Морфологические данные позволяют говорить о том, что многие формы рельефа связаны здесь с разломами, т.е. имеют тектоническое происхождение.

Южный склон Западно-Австралийского хребта представляет прямой высокий (до 4 км) уступ, местами осложненный горами высотой до 3,5 км. Наименьшие глубины над их вершинами составляют 1792, 1972 и 2120 м. У подножия уступа, иногда отделяясь неширокой ступенью, располагается несколько узких депрессий, объединяемых под названием желоб Оби. Северный склон хребта имеет пологую волнистую поверхность, плавно переходящую в волнистое дно Западно-Австралийской котловины. Местами этот склон осложняют уступы, возвышенности и горы. Наиболее крупная гора находится близ восточного окончания хребта. Размер ее округлого основания около 100 миль, наименьшая глубина над вершиной 1403 м. Западнее горы в середине склона имеется низкое поднятие в виде купола. Обе эти формы, расположенные в нижней части северного склона хребта, образуют два округлых выступа.

Восточное окончание Западно-Австралийского хребта представляет крутой уступ, ориентированный с северо-запада на юго-восток. Севернее уступа у самого подножия хребта располагается несколько параллельных желобов, протянувшихся с юго-востока на северо-запад. Восточнее уступа на дне котловины находится участок с сильно расчлененным рельефом, в пределах которого хребты и желоба имеют также северо-западное простирание. Все это свидетельствует о том, что здесь, вероятно, расположена зона разлома, с развитием которой было связано бразование прохода между Западно-Австралийским хребтом и выступом материкового склона Австралии — плато Натуралиста. Обращает на себя внимание совпадение простириания данной зоны разлома и расположенной южнее зоны разлома Диамантина, свидетельствующее о соподчиненности тектонических структур в этой части океана.

На западе Западно-Австралийский хребет соединяется с Восточно-Индийским хребтом. При этом происходит резкое (почти в два раза) уменьшение ширины широтного хребта. Возможно, это связано с тем, что с севера к подножию этого хребта подходит глубокий Восточно-Индийский желоб, развитие которого и привело к переработке подножия Западно-Австралийского хребта.

Осадки на гребне и северном склоне Западно-Австралийского хребта представлены фораминиферовыми илами мощностью до 800 м [Ewing e.a., 1969]. На южном склоне хребта осадки развиты у подножия и на пологих ступенях. На крутых уступах преобладают выходы коренных пород, в том числе долеритов, пород, аналогичных материковым породам Австралии и о-ва Тасмания.

Земная кора в пределах Западно-Австралийского хребта представлена под осадками слоем со скоростью 5,4–5,5 км/с мощностью 3,5–4,5 км и слоем 6,5–6,7 км/с мощностью 4–5 км. Граница M (скорость

8,0 км/с) находится на глубине 10–12 км [Непрочнов и др., 1967]. По данным американской экспедиции на этом хребте выделяется значительно больше слоев и общая мощность коры составляет около 20 км [Francis, Raitt, 1967]. Однако в обоих случаях определения нижней границы неуверенные и требуют уточнения. Франсис и Рейт полагают, что Западно-Австралийский хребет имеет субматериковый тип коры. Отмечая большое геоморфологическое сходство хребта и плато Натуралиста, эти авторы считают, что в прошлом Западно-Австралийский хребет соединялся с этим выступом материкового склона, представляя, таким образом, часть Западно-Австралийского щита.

Тепловой поток на гребне в восточной части Западно-Австралийского хребта равен $2,9 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, а близ восточного окончания хребта $0,9$ – $1,3 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ [Lee, Ueda, 1965]. Западно-Австралийский хребет асейсмичен; в его пределах и поблизости нет ни одного эпицентра землетрясений [ФГАМ, 1964; Stover, 1966].

Амстердамская котловина (ранее называвшаяся Юго-Западно-Австралийской) расположена между плато Натуралиста и Западно-Австралийским хребтом на севере, южным окончанием Восточно-Индийского хребта на западе и Австрало-Антарктическим поднятием на юге. Граница на востоке проводится по 115° в.д. от м. Луин (Австралия). В указанных границах котловина представляет овал размером 1300 на 400 миль, вытянутый в широтном направлении. На севере котловина через широкий глубокий проход соединяется с Западно-Австралийской котловиной, на востоке через узкий (70 миль) глубокий (около 5 км) проход, расположенный у подножия материкового склона Австралии, — с Южно-Австралийской котловиной. Связь с Австрало-Антарктической котловиной возможна только через гребень Австрало-Антарктического поднятия, имеющего здесь глубину около 3–4 км.

Основным элементом рельефа Амстердамской котловины является зона разлома Диамантина, которая делит котловину на две части: юго-западную и северо-восточную. Первая представляет холмистую равнину, лежащую на глубине 4–4,5 км. Высота холмов обычно составляет несколько сотен метров, но встречаются отдельные поднятия до 500 м и более. Восточная половина котловины с глубинами около 5000 м занята аккумулятивной равниной, плоской и волнистой. На севере равнина соединяется с равнинами Западно-Австралийской котловины. К западу от плато Натуралиста равнину расчленяют глубокие (до 6,0 км) желоба с плоским дном, обычно сопряженные с небольшими валами и возвышенностями. Эти неровности дна имеют северо-западное простижение и представляют юго-восточное окончание небольшой зоны разлома Западно-Австралийской котловины.

Зона разлома Диамантина представляет узкую (100–150 миль) полосу сильно расчлененного рельефа, протянувшуюся на 1500 миль с северо-запада на юго-восток от подножия Западно-Австралийского хребта почти до середины (125° в.д.) Южно-Австралийской котловины. В пределах зоны разлома преобладают линейные формы рельефа: желоба и гряды, которые ориентированы вдоль зоны разлома. Глубина многих желобов превышает 6 км, а наибольшая глубина 7102 м приурочена

к желобу Диамантина. Встречаются здесь и округлые горы — вулканы с наименьшими глубинами до 2,5 км. Зона разлома Диамантина, не меняя простирации, под острым углом подходит к Западно-Австралийскому хребту, вдоль подножия которого протягивается желоб Оби, представляющий цепочку соединяющихся друг с другом депрессий.

Желоб Оби (см. рис. 46) впервые был пересечен "Обью", а затем обследован "Витязем" (в 35-м и 36-м рейсах), "Вимой" и др. Длина желоба около 600 миль, наибольшая глубина 5880 м измерена "Витязем" в 36-м рейсе. В средней части желоб Оби имеет плоское дно шириной до 10 миль, расположенное на глубине 5500—5760 м, и крутые (до 15°) склоны высотой до 1000 м. От подножия склона Западно-Астралийского хребта эта часть желоба отделена неширокой ступенью. Западное окончание желоба (глубина около 4500 м) находится у подножия склонов Западно-Австралийского и Восточно-Индийского хребтов, сходящихся здесь под прямым углом. На востоке желоб Оби (глубина около 5000 м) выклинивается близ окончания самого хребта.

Вдоль южного края желоба Оби располагаются небольшие поднятия дна — холмы, горы и небольшой хребет. Последний находится близ восточного окончания желоба. Самая высокая вершина хребта имеет глубину 1074 м, т.е. ее относительная высота достигает 4 км.

Осадки в западной половине котловины представлены фораминиферовыми илами, а в восточной — красными глубоководными глинами. Скорость осадкообразования в восточной части котловины низка, всего 2—3 мм/1000 лет [Opdike, Glass, 1969]. Мощность осадков невелика (100—300 м), причем в западной части они имеют прерывистое распространение, а в северо-восточной части с приближением к подножию материкового склона их мощность возрастает до 400—500 м [Ewing e.a., 1969].

Земная кора к югу от желоба Оби имеет мощность 7,2 км (скорость на границе $M = 8,1 \text{ км/с}$), под осадками залегает слой ($6,6 \text{ км/с}$) мощностью 1,6 км и ниже ($7,1 \text{ км/с}$) слой мощностью 5,0 км. Между плато Натуралиста и Западно-Австралийским хребтом мощность океанической коры составляет 6,9 км ($V = 8,2 \text{ км/с}$), и состоит она из второго слоя ($6,0 \text{ км/с}$) мощностью 1,2 км и третьего слоя ($6,9 \text{ км/с}$) мощностью 5,2 км [Francis, Raitt, 1967].

В северо-восточной части котловины магнитное поле между зоной разлома Диамантина и материковым склоном, сохраняя в целом отрицательную величину, характеризуется крупными аномалиями до 500 гамм. В проходе между плато Натуралиста и Западно-Австралийским хребтом магнитное поле спокойно, но над глубокими желобами и сопряженными с ними хребтами наблюдаются аномалии до 1000 гамм и более. В то же время зона разлома Диамантина характеризуется спокойным магнитным полем [Tomoda, 1967; Le Pichon, Heirtzler, 1968].

Гравитационное поле в северо-восточной части котловины характеризуется слабой (до 30 мгаль) изменчивостью аномалий в свободном воздухе, за исключением зоны разлома Диамантина и разломов, приуроченных к узким желобам — хребтам, где амплитуда аномалий достигает 150 мгаль при горизонтальной протяженности 20—30 миль [Tomoda,

1967]. Тепловой поток на дне Амстердамской котловины невелик ($0,8 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$), а близ желоба Оби — всего $0,01 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ [Lee, Ueda, 1965]. Землетрясения на дне котловины случаются редко, и по магнитуде они невелики — M менее 7 [ФГАМ, 1964].

Южно-Австралийская котловина находится в юго-восточной части Индийского океана около южного берега Австралии. На севере и северо-востоке котловина ограничена материковым склоном Австралии и о-ва Тасмания, на востоке — возвышенностью Милл, на юге Австрало-Антарктическим поднятием; на западе граница проводится условно по 115° в.д. от м. Луин (Австралия). В указанных границах котловина имеет овальную форму, вытянутую в широтном направлении. Длина большой оси составляет около 1500 миль, малой — 500 миль. Обособленность от соседних котловин различная. На западе котловина соединяется узким (70 миль) глубоким (около 5 км) проходом с Амстердамской котловиной. На юге связь с Австрало-Антарктической котловиной осуществляется через седловины Австрало-Антарктического поднятия. Связь с соседней Тасмановой котловиной (Тихий океан) возможна через седловину (глубиной около 4 км), расположенную у южного подножия возвышенности Милл.

Восточную половину Южно-Австралийской котловины занимает плоская субгоризонтальная равнина с глубинами 5,6–5,8 км (наибольшая 5863 м). Над равниной возвышаются отдельные холмы и горы. Наиболее высокие из них имеют наименьшую глубину 4517, 4700 м. На юге плоская равнина подходит к подножию Австрало-Антарктического поднятия, на западе — к восточному окончанию зоны разлома Диамантина. На севере и востоке она сменяется наклонной волнистой равниной, которая представляет аккумулятивный шлейф, местами осложненный холмами.

В западной части, примерно от 125° в.д., дно Южно-Австралийской котловины сильно расчленено: здесь находится окончание зоны разлома Диамантина, представляющей сочетание узких коротких гряд и желобов, ориентированных с востока на запад. Амплитуда колебания глубин достигает 3,5 км; наименьшая глубина в зоне разлома составляет 2493 м, а максимальная 6024 м. Последняя является наибольшей глубиной Южно-Австралийской котловины. Зона разлома отделена от подножия материкового склона полосой выровненного дна — плоской и волнистой равнинами.

Осадки на дне Южно-Австралийской котловины представлены в основном красной глубоководной глиной, местами с железомарганцевыми конкрециями; вдоль северного и восточного края развиты фораминиферовые илы. Мощность осадков на дне котловины увеличивается с юга на север от 100 до 500 м, а у подножия материкового склона — более 1 км [Hawkins e.a., 1965; Ewing e.a., 1969]. Вдоль южного края котловины и в зоне разлома Диамантина осадки имеют прерывистое распространение и на поднятиях дна обнажаются коренные породы.

Земная кора в Южно-Австралийской котловине океанической мощностью 6 км, скорость на границе M 8,3 км/с. К подножию материкового склона мощность коры увеличивается до 13 км, главным образом за счет океанического слоя, 6,6 км/с [Hawkins e.a., 1965].

Магнитное поле в восточной части котловины характеризуется сильной расчлененностью с амплитудами аномалий до 500 гамм и горизонтальной протяженностью 30–50 км [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Тепловой поток на дне котловины составляет $1,1 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ [Von Herzen, Langseth, 1965]. Небольшие землетрясения отмечены для западной части котловины в пределах зоны разлома Диамантина [Barazangi, Dorman, 1968].

3. Антарктический сегмент

Антарктический сегмент, занимающий южную часть Индийского океана, устроен наиболее просто: хребет Кергелен и плато Крозе делят его на три котловины.

Австрало-Антарктическая котловина расположена в юго-восточной части Индийского океана около Антарктиды. На севере и востоке она ограничена Австрало-Антарктическим поднятием, на юге — материковым склоном и на западе — хребтом Кергелен. В указанных границах котловина представляет овал, сильно вытянутый в широтном направлении. Размеры котловины около 3000 на 5000 миль. Связь с северными котловинами осуществляется через седловины Австрало-Антарктического поднятия. На западе котловина свободно сообщается с Африканско-Антарктической котловиной через проход глубиной около 4 км, расположенный между южным окончанием хребта Кергелен и материковым склоном Антарктиды. С котловиной Крозе связь осуществляется через обширную седловину глубиной, около 3,5 км, образованную склонами Австрало-Антарктического поднятия и хребта Кергелен.

Дно Австрало-Антарктической котловины занято аккумулятивной равниной, волнистой близ подножия материкового склона и плоской субгоризонтальной в центральной части (рис. 48, см. вкл.). На севере котловины, близ подножия срединно-океанического поднятия, преобладает холмистое дно. Граница между плоской и холмистой равнинами обычно очень резкая. Плоская равнина в западной части (вдоль 97° в.д.) расположена на глубине 4–4,5 км, а в восточной (130° в.д.) — на глубине 4,5–4,6 км. Наряду с этим на дне котловины встречаются отдельные впадины и желоба.

Наиболее глубокие (до 6 км) желоба находятся в западной части котловины, близ хребта Кергелен. К одному из них приурочена максимальная глубина Австрало-Антарктической котловины — 6089 м. Над аккумулятивными равнинами поднимаются отдельные холмы и горы с наименьшими глубинами: 455, 569, 1554 м.

Холмистая равнина в северо-западной части котловины (до 97° в.д.) характеризуется глубинами 4–4,5 км. Ее поверхность состоит из крупных (30 миль) пологих поднятий высотой около 500 м, в свою очередь осложненных мелкими неровностями высотой в несколько десятков метров. Местами возвышаются отдельные горы высотой до 1 км и более. Границу между холмистой равниной и расчлененной поверхностью Австрало-Антарктического поднятия провести трудно, так как

здесь нет резкой смены в характере расчлененности или в изменении угла наклона дна. Вполне возможно, что холмистое дно котловины представляет наиболее низкую ступень срединно-океанического поднятия.

Дно котловины покрыто преимущественно диатомовыми илами. Мощность осадков составляет 100–400 м, увеличиваясь к югу, к подножию материкового склона Антарктиды [Ewing e.a., 1969].

Магнитное поле в восточной части котловины характеризуется значительной, до 500 гамм, изменчивостью близ Австралио-Антарктического поднятия, но с приближением к Антарктиде становится более спокойным [Tomoda e.a., 1968]. Аномалии силы тяжести в редукции Фая колеблются здесь от –50 до +40 мгал, возрастая близ материкового склона до –100 мгал [Грушинский, 1970]. Единичные землетрясения отмечались в северной части котловины близ подножия Австралио-Антарктического поднятия [Атлас Антарктики; 1966].

Хребет Кергелен — самое крупное горное сооружение в южной части Индийского океана. Хребет представляет массивное поднятие длиной 1200 миль и шириной около 400 миль. Гребень хребта имеет плоскую поверхность, разделенную уступами и седловинами на отдельные участки, расположенные на глубине от нескольких десятков до 2000 м. Две вершины хребта поднимаются над водой, образуя острова Кергелен и Херд. Слоны хребта на востоке представляют крутые (30° и более) уступы. На западе хребет имеет более пологий ступенчатый склон. На юге склоны осложнены крупными подводными горами, образующими многочисленные выступы. Вершины некоторых гор имеют небольшие глубины (86 м — банка Банзаре; 429, 484, 620 м). Северное окончание хребта также обладает сложным рельефом в виде сочетания крутых уступов, ступеней и гребней, расчленяющих склоны до самого подножия. По морфологии южная половина хребта, состоящая из нескольких слившихся округлых массивов, отличается от северной половины, представляющей более монолитное сооружение. Относительная высота подводной части хребта равняется 2,5–3 км на юге и 3–4,5 км на севере. С учетом высоты о-ва Кергелен (+1962 м) относительная высота хребта превышает 6 км. Следует отметить, что отсутствие морфологической связи между хребтом Кергелен и Антарктидой (гора Гауссберг) было доказано работами Советской антарктической экспедиции, вследствие чего отказались от названия хребта Кергелен—Гауссберг.

Осадки хребта Кергелен песчаные терригенно-вулканогенные на островных шельфах и алевритовые диатомово-фораминиферовые на более глубоких участках гребня; на склонах хребта развиты диатомовые илы. Мощность осадков возрастает от подножия хребта к гребню от 300–400 до 700 м [Ewing e.a., 1969]. Скорость осадкообразования на западном склоне хребта составляет 10,5 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969]. Мощность земной коры под хребтом составляет около 15 км, увеличиваясь в северной части до 20 км [Деменицкая, 1967]. Магнитное поле над хребтами расчлененное, с аномалиями амплитудой 300–500 гамм. Наиболее крупные аномалии до 2500 гамм приурочены к восточному склону [Tomoda, 1967]. Гравитационные аномалии в свободном воздухе над плоским гребнем хребта изменяются, слабо увеличиваясь к оси до

+120 мгал, и лишь с приближением к восточному краю амплитуда их колебаний возрастает до 150 мгал [Tomoda, 1967]. Хребет Кергелен асейсмичен. Вулканическая деятельность прекратилась недавно, так как оба острова вулканического происхождения, а на о-ве Хёрд встречаются горячие источники.

Котловина Крозе — крупная депрессия Индийского океана, расположенная между островами Крозе, Кергелен, Сен-Поль и Амстердам. Ее естественными границами являются: Западно-Индийский хребет на северо-западе, Центрально-Индийский хребет на северо-востоке и востоке, хребет Кергелен и поднятие островов Крозе на юге. Очертания котловины напоминают сектор, обращенный выпуклой стороной к северо-востоку. Протяженность котловины около 1000 миль с севера на юг и с юго-запада на северо-восток. Котловина полностью обособлена от северных котловин океана, а с южной Африканско-Антарктической котловиной имеет беспрепятственную связь через широкий глубокий проход между поднятием островов Крозе и хребта Кергелен. Связь с Австралио-Антарктической котловиной несколько затруднена, так как между островами Кергелен и Сен-Поль имеется порог относительной высотой около 1 км. В северной и северо-восточной частях котловины Крозе развит холмистый рельеф, а в южной и юго-западной — волнистая и плоская аккумулятивная равнина (см. рис. 48). На профиле, пересекающем северо-восточную часть котловины, видно, что дно последней наиболее расчленено близ подножия срединных хребтов, причем около Западно-Индийского хребта преобладает крупнохолмистый рельеф с отдельными небольшими горами, а около Центрально-Индийского — мелкохолмистый. Амплитуда расчленения близ восточного края котловины больше, чем в середине, где местами встречаются волнистые равнины. Несомненно, что эта особенность морфологии (увеличение расчлененности к краям котловины), так же как и в других котловинах, примыкающих к срединным хребтам, связана с развитием последних:

Выравнивание дна в юго-западной половине котловины связано с высокой биологической продуктивностью антарктических вод и, как следствие, с обильным поступлением осадочного материала (диатомовых водорослей) из толщи воды на дно. Образование же здесь небольшой плоской субгоризонтальной равнины происходило за счет деятельности суспензионных потоков, стекавших с расположенного южнее поднятия островов Крозе. Скорость осадкообразования в западной части котловины довольно высокая, 8,4 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969].

Осадки в середине котловины — красные глубоководные глины, а по краям — фораминиферовые илы. Мощность осадков в северо-восточной части котловины составляет около 100 м, причем на вершинах холмов последние могут отсутствовать; в юго-западной половине котловины мощность осадков составляет 200—500 м и наибольшей величины достигает ближе к центру котловины [Ewing e.a., 1969]. Земная кора в котловине имеет типичное океаническое строение: под осадками залегает слой со скоростью 5,5 км/с мощностью 1,7 км, глубже третий слой 6,7 км/с мощностью 2,6 км, скорость на границе M 8,1 км/с [Francis, Raitt, 1967].

Магнитное поле в южной части котловины между островами Крозе и Кергеленом характеризуется редкими значительными аномалиями (до 700 гамм) на фоне общего слабоаномального поля [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Тепловой поток колебается от 1,5 до 3,7 мкал/см² · с, а одно измерение оказалось равным нулю [Lee, Ueda, 1965]. Дно котловины Крозе асейсмично: в его пределах землетрясения не зарегистрированы.

Горный массив (или плато) Крозе состоит из трех крупных поднятий дна, расположенных на общем основании. Глубина седловин между поднятиями составляет 2500–3000 м. Восточное поднятие венчают небольшие острова Крозе вулканического происхождения. Общие размеры массива Крозе составляют 240 на 600 миль. Относительная высота западного поднятия 3 км, среднего 2 и восточного 3,5 км, а наименьшие глубины плоских вершин 255 и 1562 м. Высота островов Крозе составляет 2000 м. Вокруг островов Крозе развита отмель, разделенная глубокой седловиной на две части.

Осадки вокруг островов Крозе и на вершинах массива представлены терригенно-вулканическими песками, которые глубже сменяются алевритами, а затем глинистыми фораминиферовыми илами. Мощность осадков на массиве велика, более 700 м [Ewing e.a., 1969]. Скорость осадкообразования 6,8 мм/1000 лет.

Магнитное поле над западным массивом характеризуется сильной изменчивостью: амплитуда аномалий достигает 500 гамм при горизонтальной протяженности 20–50 км. Над северным склоном среднего и восточного массива амплитуда колебания аномалий остается той же (500 гамм), но период их возрастает до 100 км [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Плато Крозе асейсмично.

Африканско-Антарктическая котловина — огромная депрессия, протянувшаяся вдоль берега Антарктиды от моря Уэдделла (Атлантический океан) на западе до хребта Кергелен на востоке. В Индийском океане располагается восточная половина котловины. Естественными границами котловины являются Африканско-Антарктический хребет и плато Крозе на севере, хребет Кергелен на востоке и материковый склон на юге. Западная граница проводится по 20° в.д. В указанных границах восточная часть котловины имеет форму неправильного овала, вытянутого в широтном направлении. Длина его осей равна 1800 на 1200 миль. Связь Африканско-Антарктической котловины с соседними котловинами Индийского океана (Австралио-Антарктической и Крозе) осуществляется через глубокие проходы, расположенные около хребта Кергелен. Связь с котловиной Агульяс осуществляется через глубокие (4–4,5 км) седловины Африканско-Антарктического хребта.

Дно Африканско-Антарктической котловины на юге занято плоской равниной, которая у подножия материкового склона сменяется наклонной волнистой равниной (см. рис. 48). Северная часть котловины (начиная примерно от 55° ю.ш.) имеет более расчлененное волнистое и местами холмистое дно. Плоская субгоризонтальная равнина располагается на глубине 3500–4000 м близ хребта Кергелен, 4700–5100 м на 57° в.д., 4700–5300 м на 60° в.д. и 5000–5200 м на 20° в.д. Таким образом, поверхность плоской равнины помимо наклона к северу имеет

наклон к середине (примерно к 50° в.д.), а наиболее глубокая ее часть, почти 5400 м, находится близ подножия горы Лена. Подводные долины на дне Африканско-Антарктической котловины немногочисленны, и лишь у подножия материкового склона обнаружено несколько небольших долин. Их ширина достигает 1,5 мили, а глубина 30—40 м. Кроме того, в пределах равнины встречаются небольшие депрессии глубиной 6972, 6848 м, т.е. значительно глубже поверхности окружающих равнин. Эти глубины, вероятно, приурочены к узким жёлобам — разломам, встречающимся на дне океанических котловин.

Над плоской равниной возвышается большое количество холмов и гор. Некоторые из них имеют значительную высоту (до 4 км) и наименьшую глубину над вершинами 1139, 1217, 1633 м. Горы, имеющие округлое основание и крутые склоны, имеют вулканическое происхождение; торы с угловатыми очертаниями, крутыми склонами и плоской или слегка выпуклой вершиной являются глыбовыми.

В северной половине Африканско-Антарктической котловины преобладает волнистое дно, а холмистый рельеф встречен в северо-западной части котловины, главным образом близ подножия срединно-океанического хребта. На профиле, проходящем вдоль 20° в.д., расчлененное дно у южного подножия срединного хребта имеет ширину около 150 миль и расположено на глубине 5000—5500 м. Наряду с холмами здесь встречаются горы высотой до 1000 м. На других галсах расчлененное дно зафиксировано около северо-восточного окончания Африканско-Антарктического хребта. Здесь в основном встречаются холмы высотой до 500 м. Причем между холмами отмечены небольшие участки волнистого дна. Преобладающие глубины здесь около 4500—5000 м. Ширина расчлененного дна равна примерно 150 милям.

В северо-восточной части Африканско-Антарктической котловины над волнистым и мелкохолмистым дном поднимаются многочисленные горные массивы, которые, судя по морфологии, относятся к глыбовым. Высота этих гор достигает 3 км, а наименьшие глубины над вершинами равны 1633, 2325 м и более.

Самыми крупными горами на дне Африканско-Антарктической котловины являются Обь и Лена, которые были открыты и обследованы во втором рейсе "Оби". Они представляют два конуса высотой около 3 км, возвышающиеся над пологим основанием высотой 1,5 км, так что относительная высота гор над ложем океана составляет 4,5 км. Размеры основания 250 на 500 миль, средний наклон поверхности около $15'$. Плоские или слабо выпуклые вершины гор расположены на глубине 300—400 м, но глубина внешнего края плоской вершины, выраженного четким перегибом поверхности дна, значительно больше (700—900 м). Местами над вершинами гор возвышаются холмы и скалы, к ним и приурочена наименьшая глубина горы Обь 247 м и горы Лена 254 м. Размер (в поперечнике) плоской вершины горы Обь около 30 миль, горы Лена 60 миль. Склоны гор вверху крутые (25°), а внизу пологие; местами склоны расчленены. Близ подножия гор Обь и Лена над общим основанием всего горного массива поднимается несколько низких (до 2 км) гор. Судя по морфологии, поднятие дна с горами Обь и Лена представ-

ляет пологий выступ океанического ложа, над которым поднимаются горы вулканического происхождения. Это поднятие очень похоже на Бермудское плато Атлантического океана.

Осадки на дне Африканско-Антарктической котловины представлены диатомовыми илами, и лишь на поднятиях их сменяют форами-ниферовые илы. Скорость осадкообразования в северо-западной части котловины равна 8,1 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969]. Мощность осадков, залегающих на неровной поверхности основания, колеблется от нуля до 600 м [Ewing e.a., 1969]. Мощность земной коры под дном котловины составляет около 5 км, т.е. она явно океанская [Деменицкая, 1967].

Магнитное поле в северо-восточной части котловины имеет резкие (до 800 гамм) колебания, что связано с наличием здесь крупных горных массивов. Гравитационные аномалии в свободном воздухе в этой же части котловины также довольно изменчивы — до 80 мгаль [Tomoda, 1967]. Дно котловины асейсмично. Все три сегмента ложа Индийского океана имеют более или менее сложное строение; в их пределах встречаются разнообразные формы рельефа: равнины, хребты, гряды, холмы, желоба, зоны разломов, уступы, долины и т.д. Распределение, ориентировка и соотношение форм подводного рельефа в пределах каждого сегмента различны. Наиболее просто построен Антарктический сегмент, состоящий из трех больших котловин, разделенных хребтом и горным массивом. Сложнее строение Африканского сегмента: в его пределах много хребтов, несколько горных массивов, возвышенности, желоба, зоны разломов, высокие горы. Только в этом сегменте есть дугообразные хребты (Маскаренский и Амариантский). У подножия Амариантского хребта располагается желоб, что позволяет рассматривать эти две структуры как особый вид внутриокеанической островной дуги.

Африканский сегмент отличается наличием двух крупных "микроконтинентов" — о-ва Мадагаскар с подводным Мадагаскарским хребтом и Сейшельской банки, для которых материкиовый тип коры установлен не только сейсмическими методами, но и по наличию выходов гранитов. И если материальная природа о-ва Мадагаскар, расположенного близко к материку, не вызывает особого удивления, то Сейшельы, находящиеся далеко в океане, в этом отношении представляют загадочное образование. Подобной структуры нет нигде на ложе Мирового океана.

Азиатско-Австралийский сегмент отличается как большими размерами, так и наиболее сложным строением. Только для него характерно сочетание меридиональных и широтных структур — огромных хребтов и сопряженных с ними желобов, а также широкое развитие горных массивов близ Западной Австралии, представляющих, по-видимому, фрагменты древнего Австралийского материка. В этом сегменте расположены две крупные зоны разлома — Оуэн и Диамантина, а также большое количество подводных гор.

По морфологии и строению горные сооружения, расположенные на ложе Индийского океана, довольно разнообразны. Хребты подразделяются на глыбовые, вулканические, глыбово-вулканические с коралловыми надстройками и складчато-глыбовые, или "микроконтиненты".

Для большинства глыбовых и складчато-глыбовых хребтов (Западно-Австралийский, Восточно-Индийский, Ланка и др.) характерны асимметричный поперечный профиль и наличие желоба у подножия крутого склона.

Вулканические сооружения на ложе встречаются часто и представлены они хребтами (южная половина Маскаренского хребта) и отдельными горами. Последние имеют форму конуса и располагаются часто группами (горный массив Фаркуар), цепочками (Коморы, Кокосовый вал) или поодиночке (горы Бардина, Фреда и др.). Отдельные вулканы также встречаются на глыбовых и складчато-глыбовых хребтах, особенно на их крутых склонах (Восточно-Индийский, Западно-Австралийский). В тропиках вершины вулканов бывают увенчаны коралловыми сооружениями, образующими банки, мели, атоллы, острова (хребты Мальдивский, Маскаренский, Амидантский, горный массив Фаркуар, горы Кокосовые, Рождества и др.). Сейсмические исследования показали, что по строению они аналогичны атоллам Тихого океана, также имеющим вулканическое основание.

Особое внимание исследователей привлекают "микроконтиненты" Индийского океана, представляющие крупные массивные поднятия дна с плоской вершинной поверхностью и крутыми склонами. Для них характерен материковый тип коры, асейсмичность, для некоторых — наличие гранитов. Ранее к "микроконтинентам" относили все крупные хребты Индийского океана [Heezen, Tharp, 1964], сейчас же — лишь часть из них. В первую очередь это о-в Мадагаскар и его подводное продолжение к югу, северная оконечность Маскаренского хребта — Сейшельская банка. Кроме того, по строению земной коры и морфологии к "микроконтинентам" могут быть отнесены хребты Кергелен, Западно-Австралийский, плато Агульяс, Крозе, Кюве и ряд более мелких массивов. "Микроконтиненты" — характерная особенность Индийского океана, ибо в других океанах подобные образования встречаются значительно реже. Вполне вероятно, что это связано с особенностями формирования котловины Индийского океана и окружающих материков.

Между хребтами, горами и валами расположены различные по размеру и очертаниям участки океанического ложа, представляющие дно котловин, которых насчитывается сейчас в Индийском океане более 20. На дне океанических котловин представлено два основных типа поверхностей — ровные и расчлененные. К первым относятся волнистые и плоские аккумулятивные равнины, расположенные по окраине океана близ материков; ко вторым — так называемые холмистые равнины, приуроченные к центральной части океана. Аккумулятивные равнины наклонены к середине океана, причем мощность слагающих их осадков и интенсивность расчленения поверхности закономерно уменьшаются с удалением от подводных окраин материков. Характерным элементом рельефа аккумулятивных равнин являются узкие неглубокие, но очень длинные долины, а также громадные шлейфы или конусы выноса, расположенные у подножия ряда материковых склонов.

В процессе своего развития аккумулятивные равнины продвигаются в центральные районы океана, постепенно захороняя участки расчле-

ненного дна — холмистые равнины. Имеющиеся записи профилографа наглядно показывают, что под многими плоскими равнинами на небольшой глубине поверхность коренных пород бывает неровной. В Индийском океане холмистые равнины широко представлены на дне многих котловин: Центральной, Западно-Австралийской, Крозе, Мадагаскарской и др. Надежные данные о морфологии холмистых равнин были получены в последние годы благодаря детальным исследованиям на полигонах. При этом выяснилось, что холмы имеют разнообразную форму, размеры, крутизну склонов и встречаются как поодиночке, так и группами. На вершинах холмов современные осадки обычно отсутствуют, и здесь обнажаются древние осадочные породы или базальтовые лавы.

В отличие от Тихого океана, на дне которого валы встречаются довольно часто, в Индийском океане есть всего два крупных вала: Зондский и Кокосовый. Первый располагается на краю ложа вдоль Зондского глубоководного желоба. Местами этот вал прерывается, а местами превращается в высокие горные хребты. Над Кокосовым валом возвышается много крупных гор, в том числе две горы, увенчанные Кокосовыми островами и о-вом Рождества. Зоны разломов Индийского океана отличаются от Тихоокеанских тем, что не имеют крупных уступов и представляют сочетание главным образом узких желобов, хребтов и округлых гор.

В ряде случаев ложе Индийского океана имеет общие черты с ложем Тихого и Атлантического океанов. Так, для Атлантического и Индийского океанов характерна приуроченность аккумулятивных равнин к краям, а холмистых равнин — к середине океанов. В Тихом же океане, наоборот, средняя экваториальная зона представляет ровное аккумулятивное дно. Южные части ложа всех трех океанов (за исключением моря Скоша) имеют простое строение, так как представляют ровное дно громадных котловин, протянувшихся вдоль подводной окраины Антарктического материка.

ГЛАВА ПЯТАЯ

СРЕДИННЫЕ ХРЕБТЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Окончательное выделение срединных хребтов Мирового океана в качестве единой системы произошло в начале 60-х годов XX в. Последний участок срединно-океанического хребта (Западно-Индийский хребет) был открыт в Индийском океане [Ewing, Heezen, 1960]. Он соединил Срединно-Атлантический хребет с хребтами Индийского океана; о связи последних с Южно-Тихоокеанским поднятием было известно ранее.

После открытия Западно-Индийского хребта и изучения морфологии других хребтов Индийского океана стало возможно и в этом океане выделить срединно-океанические поднятия. Оказалось, что последние образуют три ветви (см. рис. 1), две из которых представляют типичные высокие срединно-океанические хребты, а одна — более низкий широкий срединно-океанический хребет, местами похожий на огромный вал. Для обозначения каждой из трех ветвей предлагаются названия: Северо-Западный, Юго-Западный и Юго-Восточный Срединно-Индоокеанский хребет, а для всей системы в целом Срединно-Индоокеанский или Индоокеанский хребет. Район стыка этих хребтов назван Центральным массивом.

Каждая ветвь Срединно-Индоокеанского хребта делится на две части: северо-западная на Срединно-Аденский и Аравийско-Индийский хребты; юго-западная на Западно-Индийский и Африканско-Антарктический хребты и юго-восточная — на Центрально-Индийский хребет и Австралио-Антарктическое поднятие. Границами между двумя частями каждой из ветвей являются: зона разлома Оуэн, острова Принс-Эдуард, Амстердам и Сен-Поль. Северо-западная ветвь Срединно-Индоокеанского хребта продолжается в пределах Африкано-Аравийской платформы в виде системы материковых рифтов, к которым относится и рифт Красного моря. Поэтому описание последнего дается в разделе, посвященном срединно-океаническим поднятиям Индийского океана.

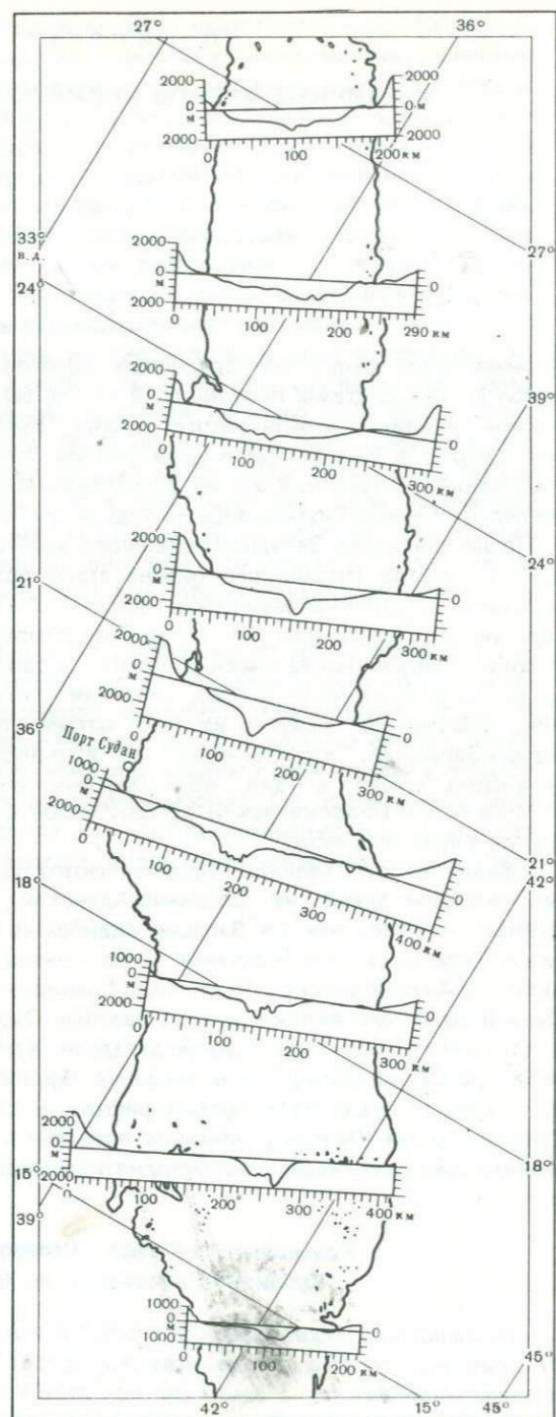
1. Красноморский рифт и Северо-Западный Срединно-Индоокеанский хребет

Северо-Западный Индоокеанский хребет имеет длину около 3200 миль. От Центрального массива до экватора хребет ориентирован в меридиональном направлении, а затем до Аденского залива в северо-западном. Близ входа в Аденский залив хребет пересекает зона разлома Оуэн, вдоль которой отмечается смещение оси хребта на 170 миль. После зоны раз-

Рис. 49. Профили дна Красного моря (Allan, 1970)

лома срединный хребет постепенно отклоняется влево и в Аденском заливе приобретает юго-западное направление. Большая часть северо-западной ветви относится к Аравийско-Индийскому хребту, и лишь небольшой участок — к Срединно-Аденскому.

Красноморский рифт — узкая глубокая депрессия, расположенная в северо-восточном углу древней Африкано-Аравийской платформы. По положению и строению этот рифт представляет переходную структуру между материковыми Восточно-Африканскими рифтами и срединными хребтами Индийского океана [Хайн, 1971]. Тектоническая природа Красноморской впадины находит яркое выражение в ее морфологии и строении. На профилях (рис. 49) и батиметрической карте хорошо видно, что Красное море занимает глубокую (2–2,5 км) узкую (100–200 миль) длинную (около 1200 миль) депрессию с крутыми, а местами отвесными высокими склонами. Шельф в Красном море узкий (5–10 миль) и характеризуется широким развитием биогенного (коралловые рифы) рельефа.



На юго-востоке, в Баб-эль-Мандебском проливе, шельфы Африки и Азии разделяет неглубокий (около 200 м) узкий желоб. Если за границу шельфа здесь принять изобату 200 м, то его ширина вдоль Африканского берега составит 3–7 миль, а вдоль Азиатского – около 10 миль. Поверхность шельфа в проливе ровная, за исключением прибрежных частей, где местами встречаются скалы. В середине пролива возвышается о-в Перим. Вследствие мелководности Баб-эль-Мандебского пролива (его пороговая глубина около 140 м) котловина Красного моря является наиболее обособленной из всех котловин Индийского океана.

Северо-западнее Баб-эль-Мандебского пролива красноморский шельф разделяется на две части: африканскую и азиатскую (или аравийскую). Около пролива оба шельфа имеют значительную ширину, образуя большие отмели Дахлак и Фарасан. Поверхность отмели Дахлак, расположенной вдоль берега Африки, обладает исключительно сложным рельефом из-за наличия многочисленных островов, мелей, банок и рифов. Коралловые постройки представлены здесь, как и на остальных участках шельфа Красного моря, окаймляющими, барьерными и внутрилагунными рифами. Вдоль прибрежного края отмели Дахлак протягивается свободный от рифов проход Массау шириной 5–10 миль и глубиной 30–90 м. Другие проходы через отмель значительно уже, мельче и очень извилисты.

От отмели Дахлак до Суэцкого залива шельф вдоль берега Африки обычно имеет небольшую (около 5–10 миль) ширину; причем против мысов и полуостровов она сокращается до 1 мили и менее, а около заливов и бухт расширяется до 15–25 миль. Суэцкий залив целиком располагается в пределах шельфа; глубина залива не превышает 100 м. Дно залива на севере большей частью ровное или пологоволнистое, а на юге встречается много мелей и скал. У самого входа в залив с юго-западной стороны располагается группа небольших островов, окруженных коралловым рифами. Последние встречаются также вдоль берегов Суэцкого залива, образуя окаймляющие рифы, банки (Шератиб на $28^{\circ}5'$ с.ш.) и мели. Широкая (от 2 до 7 миль) полоса сложного расчлененного рельефа протягивается вдоль северо-восточного берега залива от $28^{\circ}15'$ с.ш. до м. Рас-Мухаммед.

Шельф Синайского п-ова очень узкий (менее полутора миль) и из-за наличия нескольких глубоко вдающихся в берег бухт сильно изрезан. В заливе Акаба шельф практически отсутствует; местами встречается мелководье шириной менее мили и крутизной до 3° , что совершенно не характерно для шельфов.

К востоку от залива Акаба шельф Аравии на протяжении 30 миль имеет широтное простиранье и ширину 10–15 миль. Край шельфа здесь обозначен цепочкой островов и мелей. Начиная от 35° в.д. шельф, так же как и берег Аравийского п-ова, приобретает юго-восточное простиранье. До 19° с.ш. ширина шельфа обычно составляет 6–8 миль, но местами уменьшается до 1 мили и менее ($21^{\circ},5$ и $22^{\circ}50'$ с.ш.) или увеличивается до 20 миль ($25^{\circ},5$ с.ш.). На шельфе почти повсеместно встречаются коралловые рифы, образующие многочисленные банки, мели и небольшие острова. Край шельфа в общем следует крупным изгибам

берега, но местами бывает изрезан желобами, долинами или образует выступы, связанные с коралловыми рифами.

Юго-восточная часть шельфа от 19° с.ш. до о-ва Камаран представляет обширную отмель Фарасан шириной до 50–70 миль. На ней располагаются многочисленные коралловые рифы, образующие мели, банки, островки, между которыми встречаются узкие извилистые проходы. Наиболее крупный проход протягивается вдоль берега Аравии. Кроме того, на отмели Фарасан имеются глубокие (до 250 м) котловины, хотя в целом для нее характерны глубины около 70 м. От о-ва Камаран до Баб-эль-Мандебского пролива шельф шириной 30–40 миль представляет ровную поверхность, осложненную небольшими островами и скалами. Коралловые рифы здесь отсутствуют.

Слоны Красноморской котловины представляют крутые, местами отвесные уступы, сложенные материковыми породами, а вверху коралловыми известняками. У берегов Африки высота уступа равна 500–700 м, но иногда бывает и меньше (100–200 м) и больше (1000–2000 м). В Баб-эль-Мандебском проливе уступ практически отсутствует, потому что склоны продольного желоба имеют высоту не более 170 м, а северо-западнее, в районе о-ва Грей-Ханиш, — около 100 м. Вдоль края отмели Дахлак высота уступа с удалением от пролива постепенно увеличивается до 1200 м.

Однако нижняя часть уступа фактически является склоном осевого желоба Красного моря. На 17° с.ш. уступ разделяется на два: верхняя часть приобретает широтное направление и, следуя краю отмели Дахлак, подходит к берегу Африки, а нижняя, соответствующая склону осевого желоба, сохраняет северо-западное простирание.

От отмели Дахлак до Суэцкого залива уступ, следуя общему направлению берега Африки, сохраняет северо-западное простирание. Высота уступа составляет 500–600 м, а крутизна 30 – 40° и даже 90° . Поверхность уступа сложная из-за резких изгибов, поперечных желобов и долин, а также крутых поднятий дна, являющихся основанием коралловых рифов. Между 17 и 20° с.ш. у подножия уступа располагаются небольшие желоба относительной глубиной до 300 м при общей глубине до 700 м.

У входа в Суэцкий залив уступ имеет меридиональное простирание и высоту около 900 м. Поперечный профиль уступа сложный; вверху пологий, с небольшими ступенями и поднятиями, а внизу ровный и крутой — до 20° . Вдоль берега Синайского п-ова, между заливами Суэцким и Акаба, уступ крутой, местами отвесный. Высота уступа увеличивается в сторону залива Акаба от 500 до 1000 м. Вход в залив Акаба перегорожен высоким порогом, так что глубины в проливе Тиран составляют близ берега Синайского п-ова около 300 м, а у о-ва Тиран 100 м; восточнее, между о-вом Тиран и берегом около Аравийского п-ова, глубины не превышают 50 м. В заливе Акаба, представляющем узкую (10–15 миль) глубокую (до 1828 м) длинную (95 миль) депрессию, склоны очень крутые, высотой от 600 до 1800 м [Allan, 1970; Emery, 1964].

Вдоль Аравийского п-ова от залива Акаба до отмели Фарасан уступ по-прежнему имеет значительную крутизну и высоту 500–900 м. У северо-западного края отмели Фарасан уступ, сохранив высоту около 500 м,

отходит от берега и в середине моря соединяется со склоном осевого желоба. Поэтому юго-западнее отмели Фарасан высота уступа составляет 1500–1000 м. С приближением к Баб-эль-Мандебскому проливу высота уступа постепенно уменьшается до 100 м.

Дно котловины Красного моря по морфологии и строению делится (примерно по 23° с. ш.) на две части: северо-западную, широкую и ровную, и юго-восточную — узкую и сильно расчлененную. В северо-западной части дно котловины занято широкой (60–70 миль) аккумулятивной равниной, поверхность которой поднимается от середины (глубина 1000 м) к краям, образуя две ступени (глубина 600–500 м). На поверхности ступеней располагается много отдельных крутосклонных гор, вершины которых представляют рифы, мели, островки. Вдоль оси котловины здесь встречаются небольшие желоба и гряды, появление которых, судя по записям профилографа (рис. 50), связано с сильной раздробленностью подстилающих пород. Наоборот, с удалением от оси в пределах ступеней дно котловины сложено горизонтальными или пологоскладчатыми осадочными породами мощностью до 1,8 км.

Юго-восточная часть котловины характеризуется большей (2–3 км) глубиной и значительной расчлененностью из-за многочисленных впадин. К одной из них приурочена наибольшая (3040 м) глубина Красного моря. С 20° с.ш. глубина осевого желоба начинает уменьшаться, также сокращается ширина главного желоба, и южнее 17° с.ш. в рельефе выражен один осевой желоб, который выклинивается в Баб-эль-Мандебском проливе.

В последние годы в Красном море были проведены детальные исследования, в результате чего получены материалы и по морфологии, и по строению дна котловины [Degens, Ross, 1969; Falcon e.a., 1970]. При этом в центральной части моря в трех небольших впадинах (рис. 51) обнаружены придонные воды с высокой температурой (до 56°, 5 С) и соленостью (до 257‰) и необычные осадки — "металлические" илы, содержащие очень большие концентрации различных металлов. Предполагают, что образование подобных рассолов связано с гидротермальной деятельностью, по-видимому присущей рифтовым зонам океанов. Отчасти на это указывают также высокие (до 69 мккал/см²·с) величины теплового потока в этих впадинах.

О высокой активности Красного моря свидетельствуют эпицентры землетрясений, расположенных главным образом в юго-восточной части, близ оси котловины [Sykes, Landisman, 1964; Barazangi, Dorman, 1968]. О своеобразии юго-восточной половины осевой зоны свидетельствует также ярко выраженная линейность аномалий магнитного поля, имеющих амплитуду до 2000 гамм. Сейсмическими исследованиями было установлено, что по строению земной коры осевой желоб отличается от краевых частей дна котловины Красного моря [Drake, Girdler, 1964].

Основное отличие заключается в том, что осадочные породы вдоль обоих краев дна котловины подстилаются теми же кристаллическими породами, которые слагают прилежащие части материков, а вдоль осевой зоны — основными породами, связанными с интрузиями глубинного

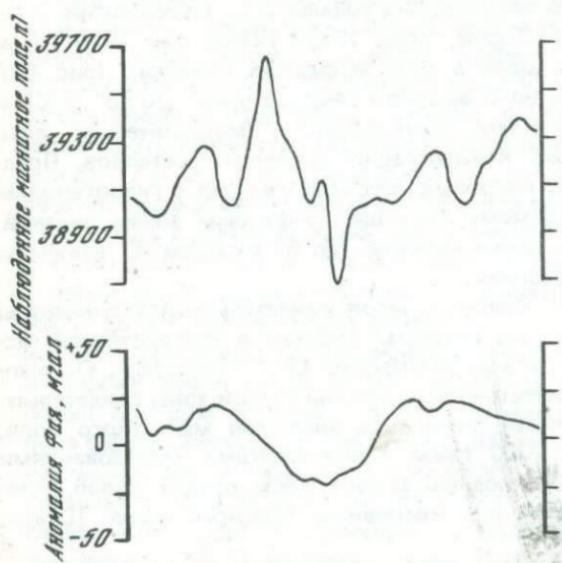
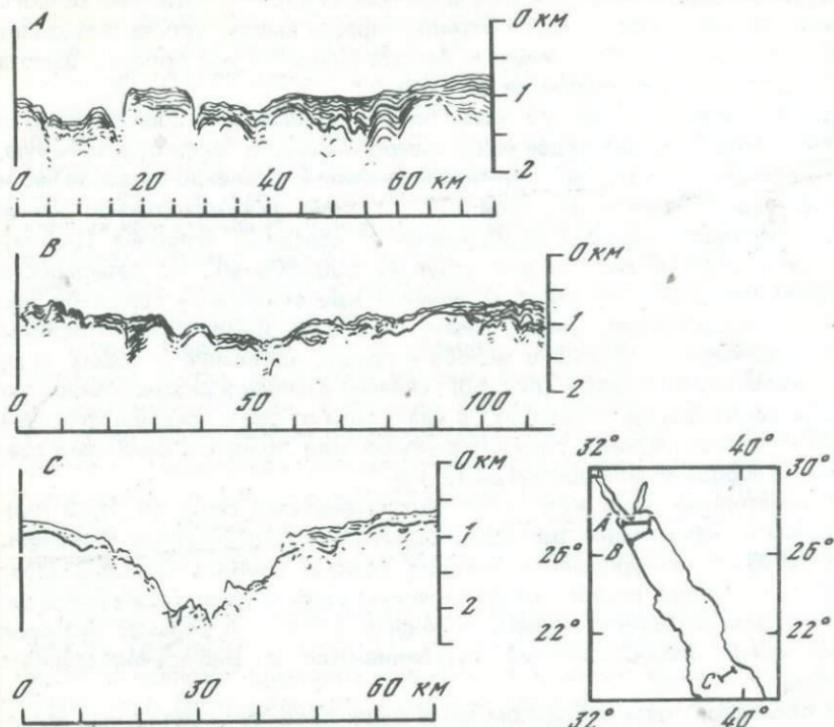


Рис. 50. Строение осадочной толщи на дне Красного моря (Ross e. a., 1969) с магнитным и гравиметрическим профилиями через осевой желоб

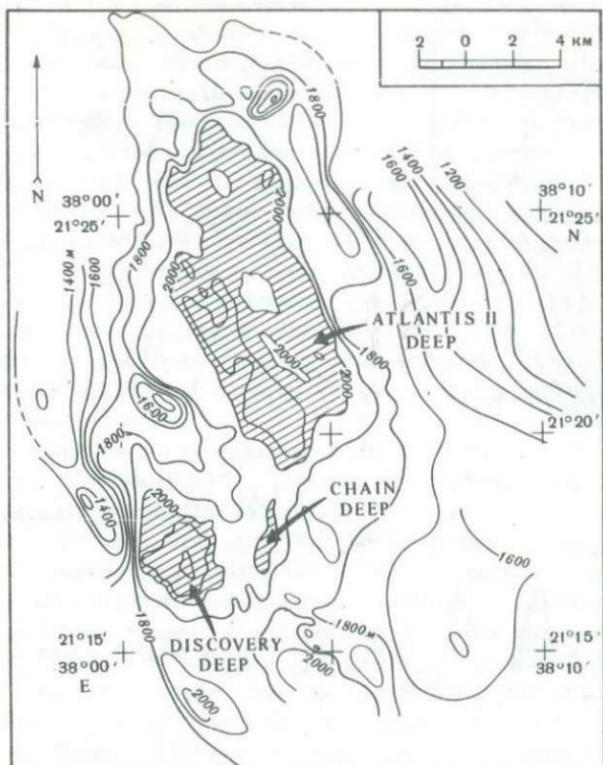


Рис. 51. Батиметрическая карта впадин с рассолами на дне Красного моря (Ross e.a., 1969)

вещества. Рассмотренные особенности морфологии, геофизических полей и строения земной коры свидетельствуют о том, что Красноморская впадина представляет активно развивающуюся часть рифтовой зоны Индийского океана.

Срединно-Аденский хребет, расположенный в Аденском заливе, представляет сложное горное сооружение (рис. 52) длиной около 1000 миль. Высота и ширина хребта уменьшаются с востока на запад. Так, в районе о-ва Сокотра хребет поднимается на 1,5–2 км и имеет ширину 100–150 миль, а в вершине залива, примерно на 45° в.д., хребет оканчивается, и далее к западу протягивается узкая депрессия, по-видимому, рифтовая долина. Расчленение поверхности хребта также уменьшается к западу, но наибольшей величины (около 6 км) достигает в середине, в районе желоба Алула-Фартак.

Несмотря на очень сложное расчленение поверхности хребта, в его рельефе заметно преобладание линейно-вытянутых форм – хребтов, возвышенностей и желобов, ориентированных в основном с юго-запада на северо-восток. Значительно меньше форм имеет широтную или близкую к ней ориентировку. Широтное простирание форм рельефа становится преобладающим в западной части Аденского залива (рис. 53).

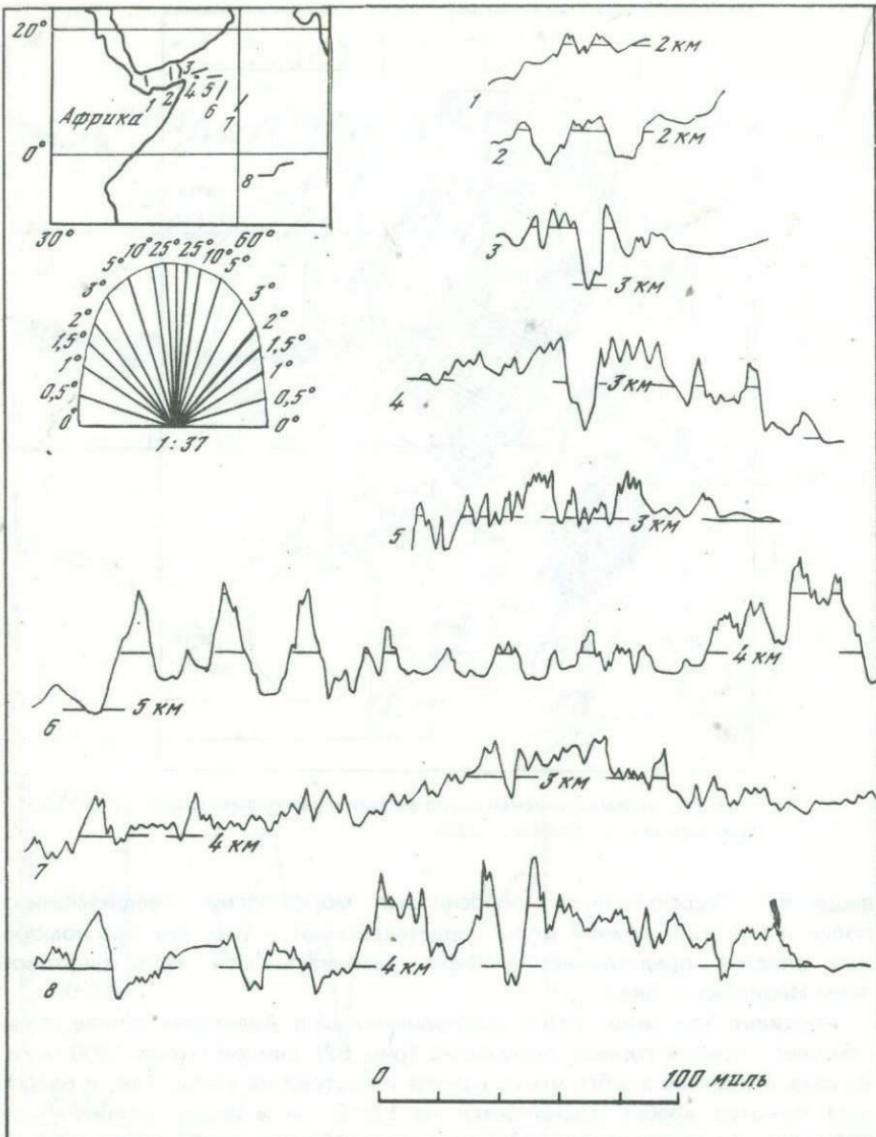


Рис. 52. Поперечные профили Аденского залива и Аравийско-Индийского хребта

Для большей части Срединно-Аденского хребта, как это впервые было отмечено Фаркухарсоном [Farquharson, 1936], а затем подтверждено более детальными исследованиями [Stocks, 1941, 1944; Laughton e.a., 1970], преобладающими формами рельефа являются поперечные желоба и окаймляющие их хребты, образование которых связано с разломами северо-восточного направления. Наиболее крупным из них является разлом Алула-Фартак, к которому приурочен одноименный желоб

длиной около 150 миль, шириной 10–15 миль и глубиной до 5360 м. Это максимальная глубина Аденского залива. Наиболее высокие вершины Срединно-Аденского хребта поднимаются до глубины менее 1 км. Самые высокие горы имеют наименьшие глубины 365, 594 м и более.

Восточная часть Срединно-Аденского хребта севернее о-ва Сокотра принимает широтное направление, затем отклоняется к юго-востоку и резко обрывается, как бы срезанная поперечной зоной разлома Оуэн. Рифтовая зона в этой части хребта протягивается вдоль его оси в виде непрерывного глубокого (до 4137 м) ущелья длиной 250 миль и окаймляющих его высоких (минимальная глубина гребней 2–3 км) рифтовых гор. Такое постепенное изменение направления как самого хребта, так и его рифтовой зоны свидетельствует о том, что срединно-океанический хребет на внешние усилия реагирует не только резкими смещениями (разломы, сдвиги, сбросы), но и плавным изменением простирания структур.

Между Срединно-Аденским и Аравийско-Индийским хребтами проходит зона разлома Оуэн — крупнейшая структура северо-западной части Индийского океана длиной около 1500 миль. Этот разлом был обнаружен английскими исследователями во время Международной индоокеанской экспедиции [Matthews, 1966]. Северный конец зоны разлома, хребет Меррея, примыкает к подножию материкового склона Азии близ порта Карачи, а южный, хребет Чейн, находится в северном углу Сомалийской котловины. В том месте, где зона разлома Оуэн пересекает срединный хребет, рельеф представлен системой чередующихся параллельных хребтов и ложбин, ориентированных вдоль зоны разлома, т.е. под прямым углом к оси обоих участков срединного хребта. Ложбины имеют длину до 150 миль, ширину до 20 миль и глубину 3,5–4,5 км. Наибольшая глубина зоны разлома Оуэн — 5803 м (глубина Витли) приурочена к району стыка зоны разлома и рифтового ущелья Срединно-Аденского хребта.

Помимо желобов и хребтов в зоне разлома Оуэн встречаются отдельные горы. Наиболее крупной является плосковершинная гора Эррор (рис. 54), расположенная в 170 милях юго-восточнее о-ва Сокотра. Основание горы слегка вытянуто и имеет размер 80 на 25 миль. Относительная высота горы 4 км. Наименьшая глубина 368 м. Это одна из крупнейших гор северо-западной части Индийского океана.

Срединно-Аденский хребет расположен между двумя материками, но из-за аридности климата поступление с последних терригенного осадочного материала не так уж велико. Поэтому преобладают здесь фрагментированные илы. Однако на сильно расчлененной поверхности Срединно-Аденского хребта распределение осадков крайне неравномерно. На дне желобов и ущелий формируются аккумулятивные равнины с мощностью осадков до 500 м, а на гребнях и скалах прилежащих хребтов и возвышенностей осадочный покров очень тонок, часто совершенно отсутствует. На фотографиях дна видно, что скалы имеют округлую "подушечную" форму, т.е. представляют потоки лавы. На аккумулятивных равнинах видны следы жизнедеятельности животных: ямки, борозды, фекалии. Определение скорости осадконакопления на

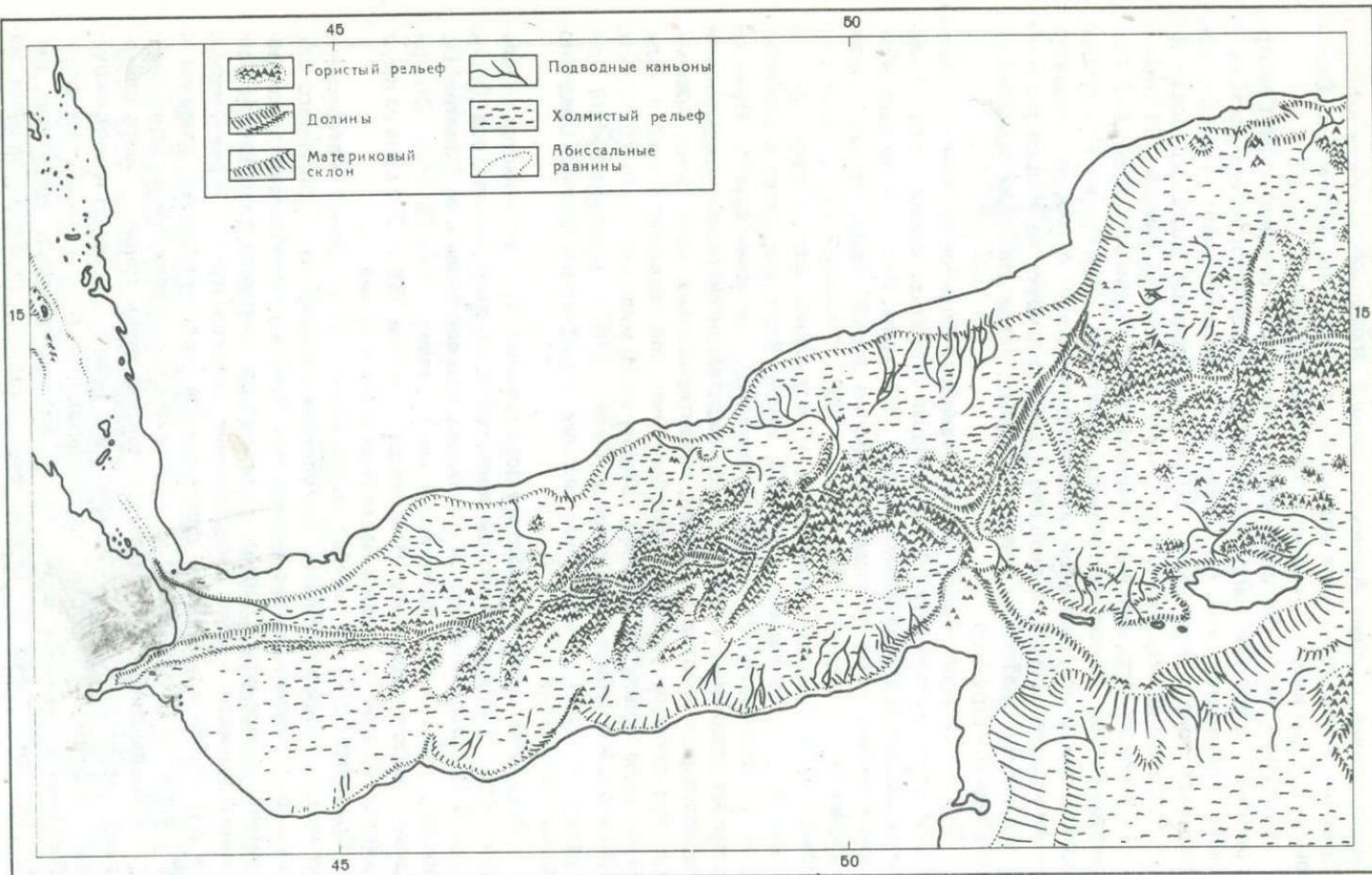


Рис. 53

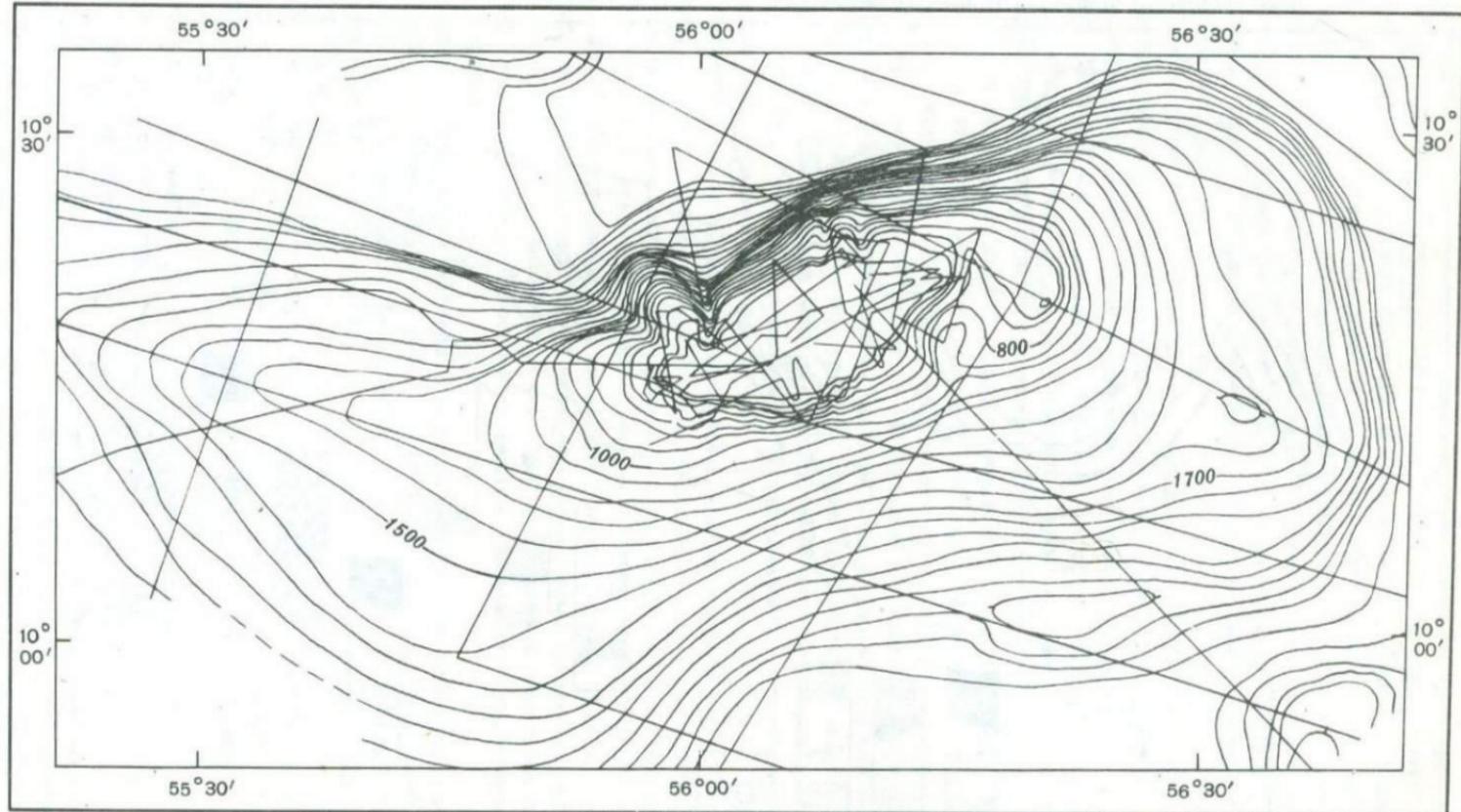


Рис. 54

Рис. 53. Физиографическая схема дна Аденского залива (Laughton e.a., 1970)

Рис. 54. Батиметрическая карта горы Эррор (Laughton, 1967)

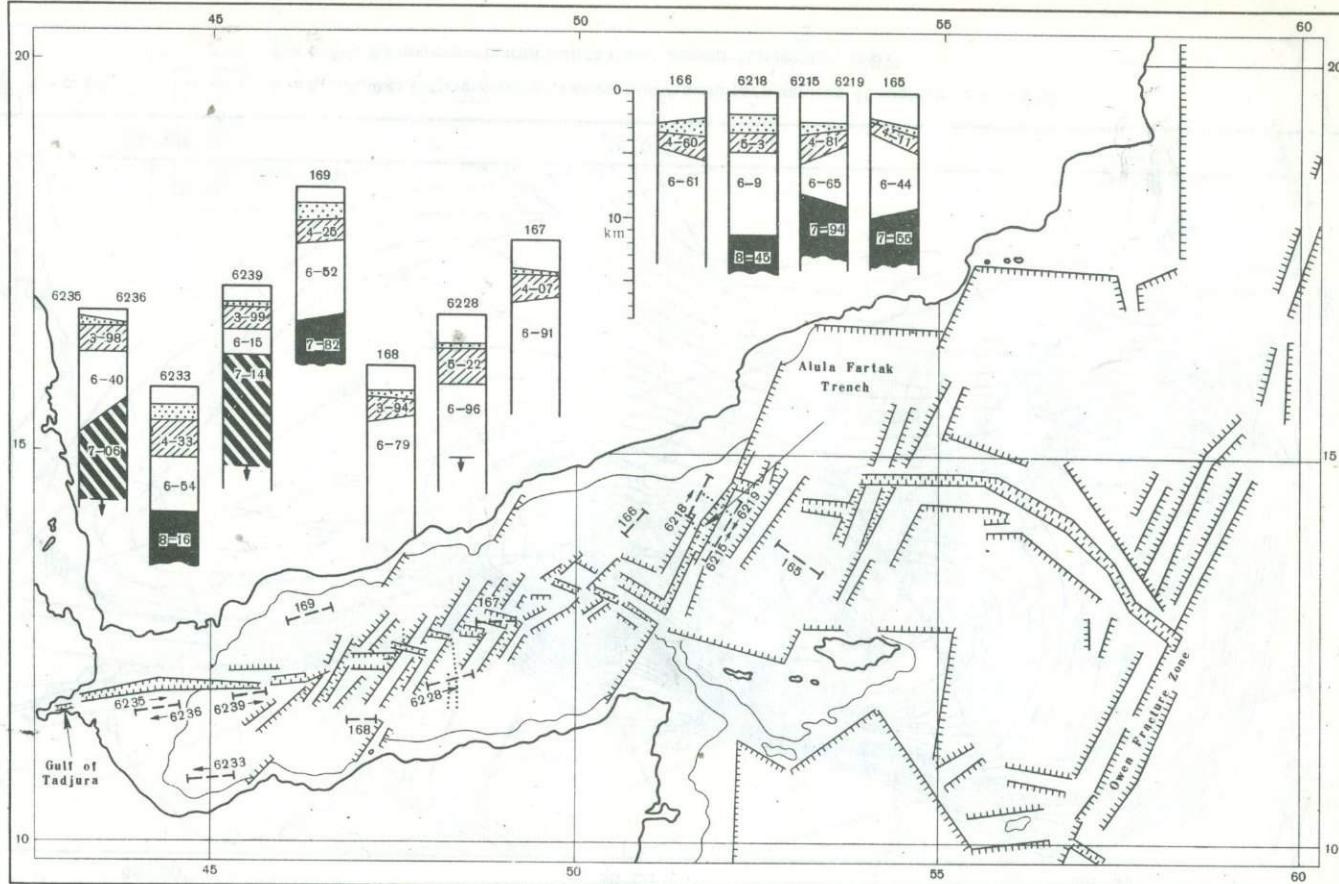


Рис. 55. Строение земной коры под дном Аденского залива (Laughton, Trimontini, 1969)

поверхности аккумулятивной равнины, сделанное по фотографии, на которой запечатлена консервная банка, покрытая тонким слоем (около 1 мм) осадка, дало очень высокую величину, 10 см/1000 лет [Laughton e.a., 1970]. Отсутствие осадков на вершинах рифтовых гор обычно объясняется молодостью последних. Однако следует учитывать и роль придонных течений, создающих "запретные" условия для отложения на склонах и гребнях поднятий тонких илистых осадков. Выходы пород представлены главным образом базальтами, подушечными лавами, а также долеритами.

Земная кора (рис. 55) в пределах Срединно-Аденского хребта сложена сверху неконсолидированными осадками (скорость 1,83–3,08 км/с, мощность до 500 м), а близ подножия хребта и до 1,5 км слоем 2 (скорость 3,94–5,3 км/с, мощность 1–3 км) и слоем 3 (скорость 6,15–6,96 км/с, мощность 2–7 км). Скорость на границе М меняется от 7,55 до 8,45 км/с [Laughton, Tramontini, 1969]. Несколько разрезов было сделано в рифтовой долине или рядом с ней. Разрез в середине залива, (49° в.д.) показал, что под тонким (400 м) слоем осадков залегает слой со скоростью 4,07 км/с, подстилаемый породами со скоростью 6,91 км/с, мощность которых не определена. В западной части залива два разреза близ бровки желоба Таджура, рассматриваемого как рифтовое ущелье, показали, что под третьим слоем (скорость 6,15 и 6,40 км/с) залегают породы верхней мантии с необычайно низкой скоростью (7,06 и 7,14 км/с). Глубина поверхности М увеличивается с приближением к заливу Таджура от 4 до 6 км.

Магнитное поле Срединно-Аденского хребта изучено настолько детально, что это позволило составить подробную карту [Laughton e.a., 1970]. Магнитное поле имеет здесь ярко выраженную линейность, что характерно для всех срединно-океанических хребтов [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. Простирание осей аномалий большей частью с запад-северо-запада на восток-юго-восток. В западной части залива аномалии расположены широтно, а восточнее 54° в.д. направление аномалий постепенно меняется на юго-восточное, следуя изменению простирания самого хребта.

Вдоль поперечных разломов отмечается смещение осей аномалий до 100 миль (разлом Алула-Фартак). Амплитуда магнитных аномалий возрастает с приближением к оси хребта, где над рифтовой долиной наблюдаются максимальные амплитуды до 1000 гамм, а на 45° в.д. даже 2300 гамм.

Однако имеется несколько случаев, когда магнитная аномалия есть, а рифтовая долина отсутствует. Исходя из гипотезы расширений дна океана Вайна и Метьюза [Vine, Matthews, 1963], по магнитным аномалиям определили скорость раздвижения дна Аденского залива в 1 см/год в течение последних 10 млн. лет [Laughton e.a., 1970].

Для зоны разлома Оузен нет карты магнитных аномалий, имеющиеся же профили не показывают характерных аномалий, связанных с зоной разлома [Matthews, 1966]. Лишь там, где зона разлома пересекает срединный хребет, отмечается скачкообразное увеличение магнитных аномалий при переходе от аккумулятивной равнины Аравийской котло-

вины к Срединно-Аденскому хребту и значительная (до -300 гамм) отрицательная аномалия восточнее горы Эррор. Что касается аномалий силы тяжести, то зона разлома Оуэн находит четкое выражение на по-перечных профилях в уменьшении аномалий в свободном воздухе до -(60÷140) мгал и аномалий Буге до +200 мгал, что рассматривается как свидетельство существования заполненного осадками желоба глубиной около 1,5 км. Юго-восточнее о-ва Сокотра эта депрессия выражена в рельфе в виде желоба Витли (5803 м) относительной глубиной около 1 км, который почти не заполнен осадками, что свидетельствует о его "молодости" [Matthews, 1966].

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе над Срединно-Аденским хребтом характеризуются сильной изменчивостью: амплитуда близ оси хребта достигает 130 мгал [Admiralty..., 1963, 1966]. Тепловой поток здесь значителен — от 2,5 до 6,2 мкал/см²·с [Slater, 1966]. Сейсмичность Срединно-Аденского хребта высокая, причем подавляющее большинство эпицентров землетрясений, положение которых определено достаточно точно (до 10 км), приходится на рифтовую зону и на поперечные разломы [Fairhead, Girdler, 1970; Barker, 1966; Stover, 1966].

Следует отметить, что все землетрясения располагаются на глубине менее 100 км. Первоначальное движение в гипоцентре под разломом Алула-Фартак происходит вдоль разлома, что согласуется с направлением раздвижения материковых плит, как это следует из гипотезы образования Аденского залива [Laughton e.a., 1970; Fairhead, Girdler, 1970].

Аравийско-Индийский хребет представляет крупнейшее горное сооружение Индийского хребта, рельеф которого изучен наиболее подробно (рис. 52). Длина хребта составляет около 2200 миль, ширина 150—400 миль, относительная высота основания 1—2 км, а высота отдельных вершин до 3 км. Глубина рифтовых ущелий хребта равна 3—4 км, но местами возрастает до 5—6 км. В южной части хребта, в желобе Вима, нис "Академик Курчатов" в 1967 г. была измерена глубина 6492 м, которая является наибольшей глубиной северо-западной части Индийского океана [Канаев, Михайлов, 1969]. Наименьшие глубины над вершинами Аравийско-Индийского хребта равны: 1447, 1545, 1658 (гора Курчатова), 1715 (гора Вернадского), 1816 м и т.д. Хребет четко делится на две части: северную и южную, отличающиеся как по рельефу, так и по простираннию. Граница между ними проходит чуть севернее экватора, там, где меняется простиранние структур на поверхности хребта.

В изучении Аравийско-Индийского хребта большое значение имели детальные полигонные исследования, позволившие выявить сложную картину строения его поверхности. В пределах северного участка хребта было сделано три полигона: два на гребне и один у подножия [Канаев, Михайлов, 1969; Admiralty..., 1966]. Благодаря тому что полигоны на гребне хребта смыкаются друг с другом, строение рифтовой зоны может быть прослежено здесь на расстоянии около 70 миль.

Полигон № 2 (размером 20 на 50 миль) ориентирован в меридиональном направлении. На батиметрической карте (рис. 56, см. вкл.) видно, что наи-

более глубокая долина имеет почти меридиональное простижение. Длина обследованного участка долины (в пределах изобаты 3500 м) составляет около 50 миль. Долина почти на всем протяжении имеет V-образный профиль и узкое дно. Только около северного и южного концов на дне долины развиты плоские аккумулятивные равнины. Относительная глубина долины превышает 500 м, местами достигая 1000–1500 м. Ось наибольших глубин до 4400 и протягивается близ подножия западного склона долины. Ширина долины на расстоянии 500 м от дна колеблется от 1 до 5 миль. Дно долины разделено на несколько депрессий довольно высокими (до 200–350 м) порогами. В пределах полигона имеются также более мелкие, широтно ориентированные ущелья, открывающиеся в главную долину. Дно этих ущелий обычно находится на той же глубине, что и дно основной долины.

Меридиональная долина с обеих сторон ограничена высокими хребтами. Наиболее крупным является западный хребет, который представляет массивное поднятие дна, разделенное глубокой седловиной на две части, которые заметно отличаются по строению. Северный участок представляет небольшой хребет высотой до 2,5 км, шириной до 6–9 миль, с узким гребнем, минимальные глубины над вершинами которого равны 1816, 1840 м. Южный выглядит как широкое (до 12 миль) поднятие, возвышающееся над дном прилежащей долины почти на 1 км. Поверхность этого массива сильно расчленена небольшими узкими гребнями и ущельями. Вдоль юго-западного края массива протягивается сравнительно крупный хребет относительной высотой до 1200 м и шириной до 5 миль. К данному хребту приурочены наиболее высокие (отметки 2250, 2270 м) вершины южного массива.

С восточной стороны меридиональной долины располагается система параллельных, сравнительно невысоких хребтов, по морфологии и размерам аналогичных хребтам южного массива западного хребта. Крупный горный массив (1715 м) расположен в северной части полигона. Во втором рейсе нис "Академик Курчатов" здесь были добыты образцы ультраосновных пород. Вершине массива дано название "Гора Вернадского".

Обращает на себя внимание то, что в пределах полигона большая часть хребтов и межгорных долин располагается параллельно друг другу и ориентирована в направлении с юго-востока на северо-запад. Вместе с тем наиболее крупная долина протягивается почти меридионально. Таким образом, на полигоне имеется два четко выраженных структурных плана, пересекающихся под острым углом. Вследствие этого главная долина имеет сложную конфигурацию, обусловленную тем, что подходящие к ней хребты образуют на ее дне пороги, а на склонах — выступы.

Отмечается хорошее совпадение морфоструктур второго полигона с аналогичными структурами английского полигона [Admiralty..., 1966], в пределах которого также прослеживаются два структурных плана — субмеридиональный и субширотный (рис. 57, см. вкл.). Причем вдоль меридиональной долины по результатам магнитной съемки установлено горизонтальное смещение оси хребта на 10 миль [Cann, Vine, 1966]. Это один из небольших поперечных разломов рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта. По-видимому, меридиональная долина на соседнем полигоне

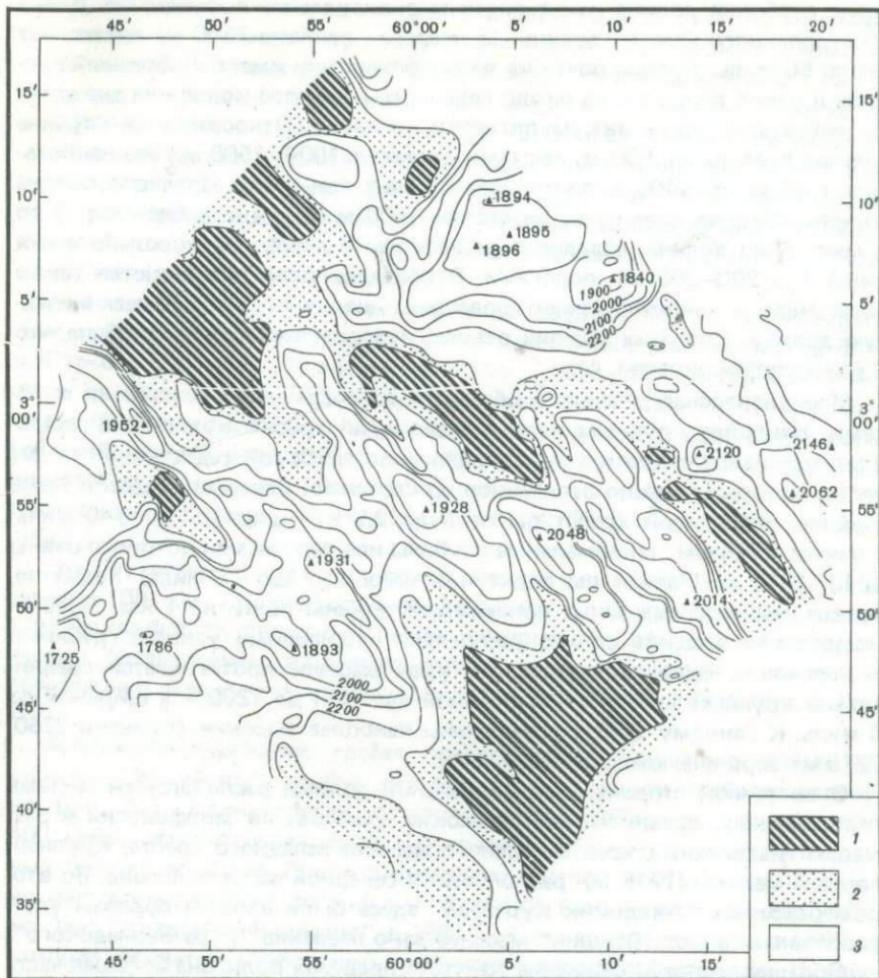


Рис. 58. Батиметрическая карта подножия Аравийско-Индийского хребта (Admiralty..., 1966)

1 — свыше 2500, 2 — 2400, 3 — 2300 фатомов

не № 2 также связана с аналогичным разломом. Более мелкие депрессии, ориентированные преимущественно вдоль оси хребта, представляют, по-видимому, систему рифтовых долин [Белоусов, 1965]. Характерно, что в этой части хребта наиболее глубокие долины располагаются у юго-западного подножия, что объясняется незначительным поступлением осадочного материала в северо-восточную часть Сомалийской котловины.

Съемка, выполненная английскими исследователями у подножия Аравийско-Индийского хребта (рис. 58), показала, что рельеф здесь в отличие от рифтовой зоны проще, а амплитуда и интенсивность расчленения меньше [Admiralty..., 1966]. Однако как положительные формы

рельефа (холмы), так и разделяющие их депрессии обычно сильно вытянуты и ориентированы вдоль хребта.

Северо-восточная граница северного участка Аравийско-Индийского хребта проводится легко, ибо здесь к подножию хребта подходит плоская абиссальная равнина. Провести границу вдоль юго-западного подножия труднее, потому что дно Сомалийской котловины здесь характеризуется сильно расчлененным холмистым рельефом. Поэтому за подножие принимались те участки профиля, в пределах которых происходит переход от наклонной поверхности хребта к горизонтальному уровню дна котловины.

Южная часть Аравийско-Индийского хребта, от экватора до Центрального массива, протягивается меридионально, но формы рельефа, развитые на поверхности хребта, ориентированы с юго-запада на северо-восток, т.е. перпендикулярно к простиранию северного участка хребта. В пределах южного участка хребта также встречаются формы северо-западного простирания, но все они короткие и поэтому выражены в рельефе не столь четко, как первые.

Самым глубоким из поперечных желобов является желоб Вима, расположенный на 9° ю.ш. Длина этого желоба около 150 миль, ширина между гребнями окаймляющих хребтов до 20 миль, относительная глубина около 4 км. Максимальная глубина, измеренная "Вимой", равна 6402 м, "Академиком Курчатовым", – 6492 м [Канаев, Михайлов, 1969; Heezen, Nafe, 1964]. Дно желоба узкое, местами плоское, шириной 1–2 мили. К северу от желоба Вима, между 5 и 6° ю.ш., находится желоб Витязя, также ориентированный под углом 45° к оси хребта в направлении с юго-запада на северо-восток. Этот желоб и окаймляющие его хребты были детально обследованы в двух рейсах (36-м и 41-м) "Витязя" и одном (втором) рейсе "Академика Курчатова" в 1964 и 1967 гг. Размеры обследованного участка (полигон № 6–7) составляют 30 на 40 миль. На подробной батиметрической карте (рис. 59, см. вкл.) хорошо выделяются желоб Витязя и окаймляющие его хребты.

Желоб Витязя – узкая прямолинейная впадина, ориентированная с юго-запада на северо-восток. Длина желоба в пределах изобаты 4000 м составляет 85 миль. Поперечный профиль желоба Витязя большей частью V-образный, дно очень узкое и обычно расчлененное, хотя встречаются небольшие участки ровного дна. Максимальная глубина желоба Витязя, равная 5544 м, была измерена судном "Академик Курчатов". Слоны желоба представляют крутые (30 – 40°), местами отвесные уступы. Для желоба Витязя характерна обособленность его нижней части, глубже 4300 м. С обеих сторон желоб Витязя окаймляет высокие хребты.

Северо-западный хребет, наиболее высокая часть которого (наименьшая глубина 1658 м) названа горой Курчатова, представляет сравнительно узкое (12 миль) поднятие. Неширокий гребень хребта имеет пологовершинную, слабо волнистую поверхность, плавно переходящую в верхнюю, наиболее пологую часть склонов. Высота хребтов над дном желоба Витязя уменьшается к юго-западу от 2,5 до 3,5 км. На северо-востоке хребет резко обрывается, образуя крутой (10 – 15°) склон высотой около 2 км. У подножия склона на глубине 4500 м располагается обширная седлови-

на. Образование такой глубокой седловины в северо-западном хребте связано с поперечным желобом длиной 10 миль, ориентированным с юго-востока на северо-запад, т.е. перпендикулярно желобу Витязя. Возможно, данный желоб представляет участок рифтовой долины. Вдоль внешнего склона северо-западного хребта протягивается узкая межгорная долина, дно которой расположено на глубине около 3500 м, но в отдельных случаях глубина достигает 3930 и 4750 м. Судя по имеющимся профилям, не только северо-западный хребет, но и последующие, параллельные ему хребты выглядят как неширокие симметричные круто-склонные поднятия дна с узким, слегка закругленным гребнем.

Юго-восточный хребет, наоборот, представляет широкое массивное поднятие, вершинная поверхность которого расчленена продольными гребнями высотой 500–700 м и длиной 15–20 миль. Дно депрессий между гребнями заполнено осадками, образующими плоские равнины шириной до 2 миль. На юго-восточном склоне этого хребта, отделяясь невысоким уступом, располагается ступень, характеризующаяся также расчлененным рельефом. Как видим, различия в морфологии хребтов по обе стороны желоба Витязя сохраняются и для соседних поднятий.

В 60 милях западнее желоба Витязя, на 5° ю.ш. расположен полигон № 5, работы на котором были проведены "Витязем" и "Академиком Курчатовым" [Канаев, Михайлов, 1969]. На батиметрической карте четко выделяется крупная долина западного склона Аравийско-Индийского хребта, ориентированная с юго-запада на северо-восток (рис. 60, см. вкл.). Длина обследованного участка долины – около 35 миль. Плоское дно долины шириной 2–4 мили расположено на глубине 4430–4450 м. В южной части над плоским дном долины возвышается на 1,5 км коническая гора, очевидно, вулканического происхождения. Слоны самой долины представляют крутые (до 30–45°) уступы высотой 600–800 м. Слоны долины образуют резкие выступы, которые местами приближаются к оси долины.

Хребет, окаймляющий долину на северо-западе, представляет широкое (10–15 миль) массивное поднятие дна, над вершинной поверхностью которого протягиваются три параллельных гребня относительной высотой 500–800 м. Отдельные вершины этих гребней поднимаются значительно выше (отметки глубины 2710, 2850 м).

Особый интерес представляет южная часть полигона, в пределах которой хорошо заметно кулисообразное расположение форм рельефа – долин и хребтов на склоне Аравийско-Индийского хребта. При этом вдоль простирации структур происходит быстрая смена отрицательных форм рельефа (долин) положительными (хребтами) и наоборот. Наблюдается постепенный переход крупных долин в узкие межгорные ущелья, например, на поверхности северо-западного хребта. Поразительно совпадение глубин плоского дна обеих долин (4440–4450 м), что, по-видимому, свидетельствует об одинаковых размерах первичных депрессий и одинаковой скорости их заполнения.

Кроме трех хорошо изученных поперечных ущелий в пределах южной части Аравийско-Индийского хребта имеется много аналогичных по морфологии и размерам депрессий. Подавляющее большинство из них ориен-

тированы с юго-запада на северо-восток. Желоба иного простирания (с юго-востока на северо-запад) в этой части хребта встречаются реже и имеют небольшие размеры. Депрессии меридионального простирания не наблюдается.

С учетом того, что формы рельефа имеющие простиранье с юго-запада на северо-восток, встречаются не только в пределах Аравийского хребта, но и на дне ближайших котловин: Аравийской, Сомалийской, Мадагаскарской и Маскаренской, представляется более правильным связывать образование этих структур с крупными разломами северо-восточного простирания [Фишер и др. 1966]. При этом поперечные ущелья южной части Аравийско-Индийского хребта, включая желоба Вима, Витязь и другие, следует относить к разряду поперечных желобов зон разломов, аналогичных желобу Романш, Чейн и другим Срединно-Атлантического хребта [Heezen, Ewing, 1963]. Отличие заключается в том, что поперечные желоба в южной части Аравийско-Индийского хребта образуют острый (45°) угол с осью хребта вместо прямого, как в Атлантике. Некоторые поперечные ущелья как бы разрезают хребет до основания, и дно таких желобов оказывается опущенным глубже уровня дна прилежащих котловин.

К рифтовым ущельям в этой части хребта должны быть отнесены те немногочисленные короткие желоба, расположенные между зонами разломов и ориентированные с юго-востока на северо-запад, т.е. как и в пределах северного участка Аравийско-Индийского хребта.

Южное окончание Аравийско-Индийского хребта подходит к району стыка трех ветвей срединных хребтов. Наиболее заметной формой рельефа, расположенной в этом месте, является крупный массив, названный нами Центральным. Он слегка вытянут в северо-западном направлении и пересечен узкой продольной долиной. Наиболее высокие вершины массива расположены на глубине менее 1500 м. Хребет о-ва Родригес, расположенный к западу от Центрального массива у подножия Аравийско-Индийского хребта, образует северную границу Мадагаскарской котловины. В связи с тем, что преобладающим направлением в южной части Аравийско-Индийского хребта является северо-восточное, представляется сомнительным существование широтной зоны разлома Родригес, пересекающей хребет к востоку от одноименного острова [Heezen, Tharp, 1964]. Новейшие исследования подтвердили, что для всей южной половины Аравийско-Индийского хребта характерно простирание структур с юго-запада на северо-восток [Fisher e.a., 1971].

На поверхности Аравийско-Индийского хребта было сделано большое количество фотографий дна, включая фоторазрезы и стереофотоснимки [Канаев, Зенкевич, 1970; Богоров и др., 1970; Laughton, 1967], которые показывают разнообразный микрорельеф (рис. 61). Характерно то, что резкие различия поверхности дна видны не только на фотографиях разных станций, но и одной станции и даже на одном снимке. На вершинах и крутых склонах широко развиты выходы коренных пород. Это могут быть лавовые покровы с характерными округлыми очертаниями "подушечных" лав, поверхности с мелкими неровностями, а также скопления обломков. На поверхности коренных пород в небольших уг-





Рис. 61. а — Ст. 4822, гл. 2000 м, 5°27' с.ш., 62°08' в.д. Аравийско-Индийский хребет

Поверхность песка покрыта хорошо сформированными знаками ряби, указывающими на сильные придонные течения, с деятельностью которых связано образование промоины вокруг обломков пород

б — Ст. 4844, гл. 2660 м, 1°31' с.ш., 66°15' в.д. Рифтовое ущелье Аравийско-Индийского хребта. Слегка волнистая поверхность осадка со следами деятельности фауны, вверху снимка видна крупная нора с радиальными следами

в — Ст. 4845, гл. 2600 м, 3°00' с.ш., 66°04' в.д. Рифтовая зона Аравийско-Индийского хребта, выходы коренных пород

лублениях могут встречаться пятна осадков, главным образом песков и алевритов, на поверхности которых развиты хорошо сформированные разнообразные знаки ряби, свидетельствующие о наличии сильных придонных течений, препятствующих отложению на вершинах Аравийско-Индийского хребта тонких осадков. Только лишь на дне долин имеются аккумулятивные равнины, характеризующиеся широким развитием биогенного микрорельефа (холмики, валики, норки, борозды, фекалии). Таким образом, для срединно-океанических хребтов характерна резкая изменчивость микрорельефа, свидетельствующая о различии рельефообразующих процессов.

Осадки на хребте представлены лишь в понижениях рельефа, главным образом на дне долин и ущелий. Помимо фораминиферовых илов здесь, особенно в рифтовой зоне, развиты так называемые рифтогенные осадки — пески и алевриты, представляющие результат механического

раздробления глубинных серпентинизированных пород [Безруков, Мурдмаа, 1971; Розанова, 1971]. Мощность осадков колеблется от нуля до первых сотен метров. Характерно увеличение в целом мощности осадков в стороны от оси хребта, что многие исследователи связывают с молодостью рифтовой зоны.

На поверхности Аравийско-Индийского хребта было собрано большое количество коренных пород, причем в ряде случаев с их точной привязкой к формам подводного рельефа [Коржинский, 1962; Удинцев, 1965; Удинцев, Чернышева, 1965; Чернышева, Безруков, 1966; Энгель, Энгель, 1968; Виноградов и др., 1970; Удинцев и др., 1970; Wiseman, 1937; Cann, Vine, 1966; Engel, Fisher, 1969]. Наряду с широким развитием здесь лав, представленных главным образом толеитовыми базальтами, в рифтовых зонах были встречены многочисленные выходы пород, представляющих малоизмененное вещество верхней мантии Земли: серпентинизированные гарцбургиты, перцолиты, перидотиты с интрузиями габбро и долеритов. Отмечается существование двух типов блоков или ассоциаций пород в рифтовой зоне: блоки ультраосновных пород с интрузиями габбро и долеритов; блоки, сложенные базальтами. Большое количество обломков ультраосновных пород встречается также в колонках, донных осадков [Hekinian, 1968].

Изучение физических свойств пород, их петрографического и минералогического состава свидетельствует о том, что данные породы действительно представляют глубинное вещество верхней мантии Земли, подвергшееся кристаллизации на глубине 10–15 км, а затем выжатое на поверхность в виде небольших узких блоков. Следует сказать, что и некоторые особенности морфологии рифтовых зон, наличие небольших узких гряд на дне ущелей, представляющих как бы зарождающиеся гребни, также свидетельствуют о выжимании пород.

Земная кора под срединно-океаническими хребтами (рис. 31) оказалась настолько своеобразной по строению, что была выделена в особый тип [Удинцев, 1965; Непрочнов и др., 1967, 1969; Виноградов и др., 1970]. Только после того, как сейсмические исследования стали проводить, привязывая к определенным структурам срединно-океанического хребта, были получены данные, свидетельствующие о различном строении земной коры в пределах рифтовой зоны. Так, на дне ущелей под тонким слоем осадков, иногда выходя прямо на поверхность, залегают породы со скоростями сейсмических волн 4,5–5,5 км/с, мощностью около 2 км, глубже лежат породы со скоростью 7,0–7,5 км/с, мощностью 8–11 км, под которыми обнаружена поверхность раздела со скоростью 9,0 км/с. Если в качестве подошвы земной коры рассматривать границу со скоростью 7,0–7,5 км/с (а выходы мантийных пород в рифтовой зоне подтверждают это), то мощность коры под срединными хребтами оказывается небольшой (3–4 км), при этом здесь отсутствует третий "океанический" слой, а глубина залегания поверхности M 8–10 км, меньше, чем под дном океанических котловин. Граница со скоростью 9,0 км/с, возможно, соответствует поднятым породам верхней мантии. Необычайные скорости сейсмических волн в земной коре срединно-океанических хребтов объясняются разуплотнением пород верхней мантии (сер-

пентинизацией) и перемешиванием их с породами "нормальной" океанической коры. Последняя представлена в рифтовой зоне в виде отдельных блоков — хребтов, в основании которых залегают породы со скоростью 6,7 км/с, свойственной третьему слою на дне океанических котловин.

Магнитное поле Аравийско-Индийского хребта изучено очень подробно: хребет пересекают многочисленные галсы, и, кроме того, на нем были сделаны детальные съемки на нескольких полигонах [Вержбицкий и др., 1968; Агапова и др., 1969; Admiralty..., 1963, 1966; Matthews, Vine, Cann, 1965; Cann, Vine, 1966; Von Herzen, Vacquier, 1966]. На поперечных профилях хребет характеризуется расчлененным аномальным полем, выделяются короткопериодные (10–20 миль) аномалии амплитудой от +20 до –200 гамм, а над рифтовой зоной от +200 до –650 гамм. Рифтовое ущелье, как правило, характеризуется значительной отрицательной (до –650 гамм) аномалией, хотя на некоторых профилях эта аномалия выражена не очень четко, а иногда при значительной магнитной аномалии отсутствует рифтовая долина. Детальные полигонные исследования были выполнены в пределах рифтовой зоны на 5° с.ш. и 5° ю.ш. и поблизости от этих полигонов на склонах хребта, в тех же местах, что и геоморфологические полигоны. Карты аномального магнитного поля показывают, что направление осей аномалий не всегда совпадает с формами рельефа, а в ряде случаев не наблюдается линейности аномалий, которая считается характерным признаком магнитного поля срединно-оceanических хребтов. На полиграхах по смещению магнитных аномалий отмечены поперечные сдвиги в пределах рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта. Глубина верхних кромок магнитовозмущающих тел в основном соответствует глубинам океана, т.е. магнитные тела лежат близ поверхности дна, что свидетельствует о намагниченности форм рельефа. Однако отмечаются аномальнообразующие тела и на большой глубине (8–9 км).

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе над Аравийско-Индийским хребтом, так же как и магнитные аномалии, отличаются изменчивостью [Агапова и др., 1969; Admiralty..., 1963, 1966]. Амплитуда аномалий над рифтовой зоной превышает 100 мгал, от +30 до +50 мгал над гребнями хребтов до $(-50 \div 70)$ мгал над рифтовой долиной. Над склонами хребта аномалии преимущественно отрицательные и меняются от нуля до $(-30 \div 40)$ мгал. Периодичность аномалий около 50 км, что соответствует горизонтальным размерам форм рельефа на поверхности хребтов, протяженность которых менее 60 км.

Для теплового потока отмечается большой разброс значений. Наиболее низкие значения (до 0,8 мкал/см²·с) отмечены на дне рифтовой долины, и более высокие (до 3,5 мкал/см²·с) — на грядах; причина столь резких различий не очень ясна [Виноградов и др., 1970; Von Herzen, Vacquier, 1966].

Высокая сейсмичность рифтовой зоны срединно-oceanических хребтов, в том числе и Аравийско-Индийского, отмечалась давно [Stover, 1966; Barazangi, Dorman, 1968], однако применение донных сейсмографов позволило существенно уточнить эти представления [Рыкунов, 1970;

Виноградов и др., 1970]. Оказалось, что сейсмически активно дно по-перечных и рифтовых ущелий. Так, на полигоне № 6–7 сейсмографы, установленные на дне или вблизи от поперечного ущелья, регистрировали около 50 землетрясений за сутки с энергиями 10^3 – 10^6 Дж. При этом очаги микроземлетрясений оказались приурочены точно ко дну ущелья. Таким образом, по режиму слабых землетрясений сейсмическая активность рифтовой зоны оказывается очень высока и сопоставима с наиболее активными сейсмическими зонами Земли.

2. Юго-Западный Срединно-Индоокеанский хребет

Юго-Западный Индоокеанский хребет протягивается от Центрального массива на юго-запад, соединяясь со Срединно-Атлантическим хребтом. В районе островов Принс-Эдуард эта ветвь разделяется на два хребта – Западно-Индийский и Африканско-Антарктический. Последний оканчивается в Атлантическом океане около о-ва Буве.

Западно-Индийский хребет (рис. 62) – крупное горное сооружение, о котором стало известно всего 10 лет назад [Ewing, Heezen, 1960]. Этот хребет имеет длину около 1200 миль, ширину 200–300 миль. Относительная высота основания северо-восточной половины хребта равна 2,5–3 км, а юго-западной 4–3 км над дном котловин Агульяс и Мозамбикской и всего 0,5–2 км над дном ложбины, проходящей между срединным хребтом и основанием островов Принс-Эдуард и Крозе. Подобное расхождение имеет место и при определении высоты гор, составляющей 3–5 км у северо-восточной половины, а для юго-западной 4–5 км над северо-западным подножием и 1,5–3 км над юго-восточным. Наибольшие глубины рифтовых ущелий достигают 4–5,5 км (максимальная 5520 м), а минимальные глубины гор 250, 422, 600, 750 м и более. Амплитуда колебаний глубин в зоне хребта меняется от 1 до 4 км, достигая наибольшей величины 5,3 км на 37° ю.ш.

Близ северо-восточного окончания Западно-Индийского хребта на $28^\circ,5$ ю.ш. "Витязь" в 1965 г. провел детальные исследования рифтовой зоны. Полигон ст. 5324–Х представляет параллелограмм размером 20 на 15 миль (рис. 63). Как видно на профилях, съемкой охвачены рифтовая долина и гребни ограничивающих ее рифтовых гор. Галсы съемки общей протяженностью 210 миль располагались в основном поперек оси хребта.

Рифтовая долина образует межгорное понижение шириной 20–30 миль (на высоте 1000 м от дна долины) с крутыми (20 – 30°) прямыми склонами. Местами на склонах встречаются ступени и небольшие поднятия. Дно долины обычно очень узкое, но встречаются участки с широким дном, представленным либо аккумулятивной равниной, либо расчлененным рельефом. Наибольшая глубина рифтовой долины в пределах полигона равна 5130 м. Глубина долины относительно гребней окаймляющих ее рифтовых гор колеблется от 1000 до 2200 м. Наименьшая измеренная глубина над рифтовыми горами (2702 м) приурочена к юго-восточному гребню. В пределах полигона направление долины плавно меняется от северо-восточного до широтного.

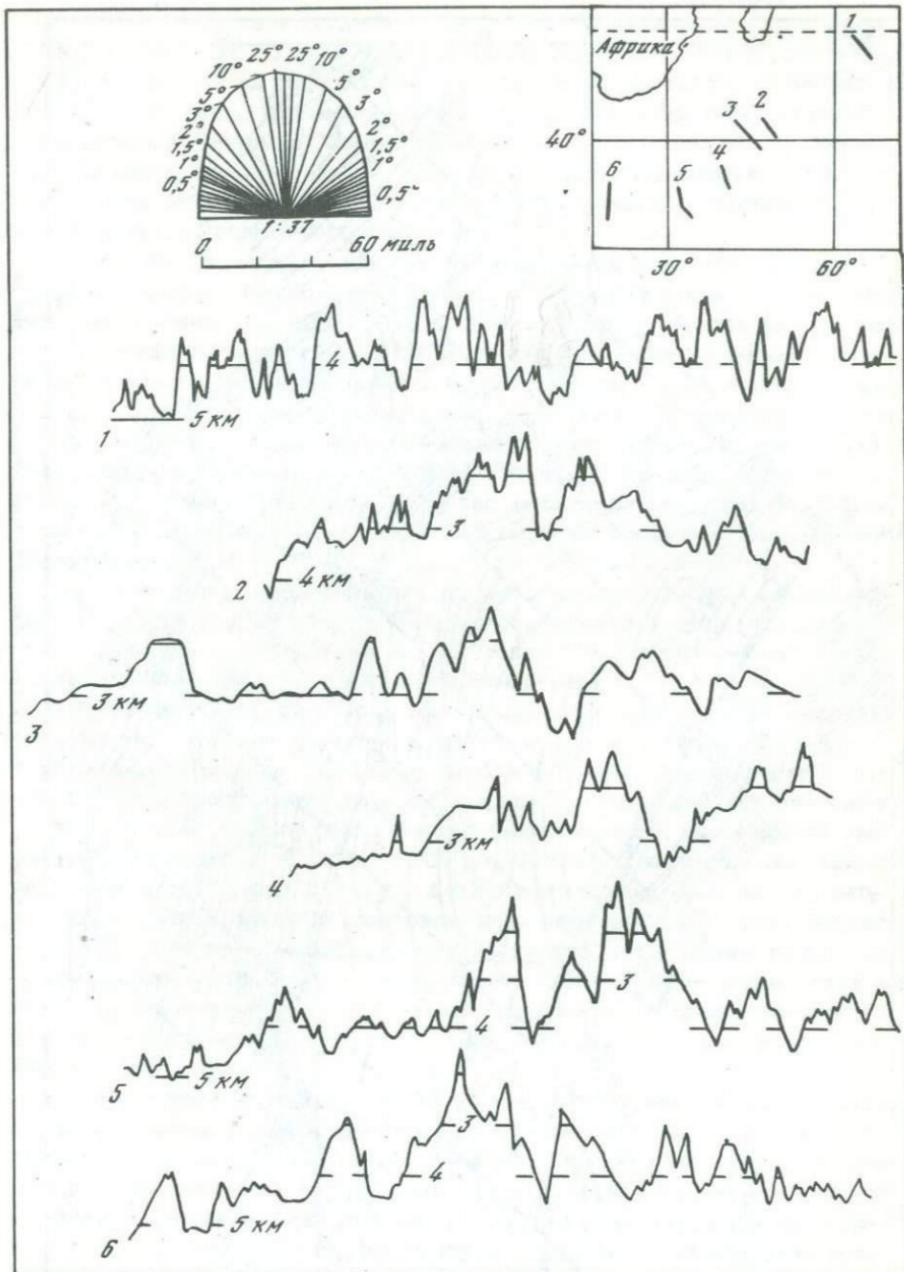


Рис. 62. Профили Западно-Индийского и восточной части Африканско-Антарктического хребтов

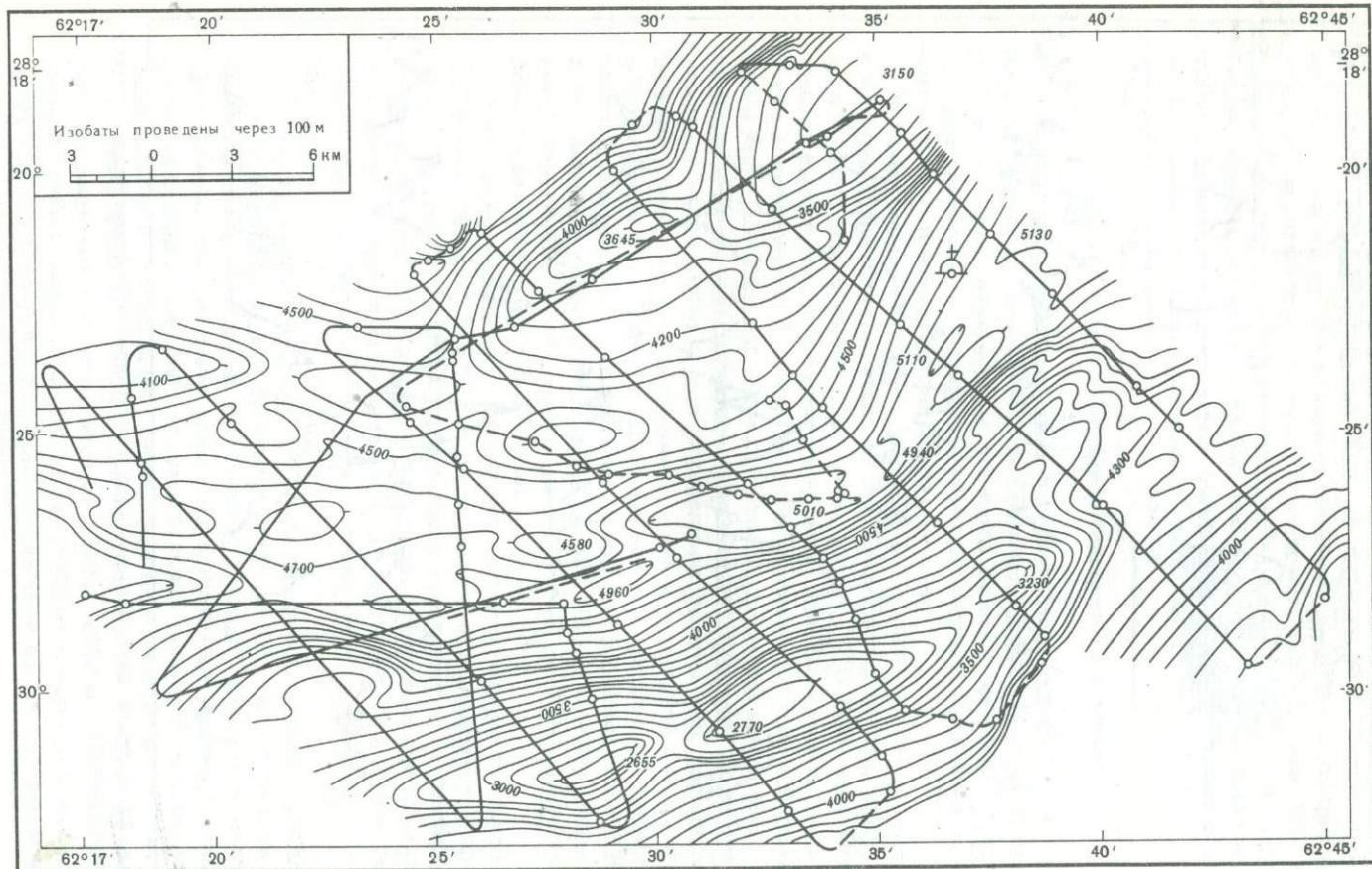


Рис. 63. Батиметрическая карта рифтовой зоны Западно-Индийского хребта

Другой детально изученный участок Западно-Индийского хребта находится близ его юго-западного окончания. Съемка размером 100 на 120 миль была сделана судном "PCA" Южно-Африканской Республики в 1970 г. (рис. 64). Галсы ориентированы поперек хребта в направлении с юго-востока на северо-запад. Расстояние между галсами колеблется от 2 до 10 миль. Положение галсов определялось при помощи радионавигационной системы "Омега" с точностью ± 1 миля. На предварительной карте, составленной Х. Берхом, хорошо выделяются основные особенности сложного рельефа рифтовой зоны ранее совершенно не изученного участка Западно-Индийского хребта.

В пределах полигона преобладают узкие короткие (70–100 миль) ущелья и хребты. Наибольшая глубина на полигоне равна 3530 м, наименьшие глубины гор: 600, 750, 820, 1040 м и более. Амплитуда расчленения рельефа составляет 2–2,5 км. В западной половине полигона формы рельефа расположены вдоль хребта, а в восточной — под углом к оси хребта и притом почти меридионально, что, возможно, свидетельствует о наличии в этом районе меридионального разлома, как это предполагалось Хейзеном [Heezen, Tharp, 1964]. Обращает на себя внимание то, что на продолжении положительных форм рельефа часто располагаются отрицательные, иногда имеет место постепенное изменение направлений форм рельефа на 70–80°.

Таким образом, полигоны, находящиеся на значительном расстоянии друг от друга около концов Западно-Индийского хребта, показывают большое сходство в строении его рифтовой зоны. Можно полагать, что и оставшаяся часть хребта имеет аналогичный рельеф.

Африканско-Антарктический хребет располагается в двух океанах, западная часть в Атлантическом, а восточная (длиною около 900 миль) — в Индийском (см. рис. 62). Близ островов Принс-Эдуард хребет имеет юго-западное простиранье, которое при приближении к Атлантическому океану меняется на широтное. Ширина индоокеанской части хребта увеличивается с востока на запад от 200 до 400 миль. Относительная высота основания хребта равна 2,5–3 км, а высота его вершин 3–4 км. Амплитуда расчленения в пределах рифтовой зоны близ островов Принс-Эдуард составляет 3–4 км, а в западной части около 1 км. Глубина рифтовых ущелий достигает 5–5,5 км (наибольшая 5750 м) на северо-востоке и 4–4,5 км на юго-западе. Наименьшие глубины гор у северо-восточного окончания хребта равны 574, 1179, 1256, 1445 м и т.д., а у юго-западного 2166, 2265 м и т.д.

Рельеф Африканско-Антарктического хребта изучен плохо: имеются лишь отдельные пересечения хребта, причем наибольшее количество приходится на северо-восточное окончание. В средней части хребта галсы расположены наиболее редко; так, между 25 и 30° в.д. междугалсовое расстояние достигает 200 миль. Никаких полигонных съемок на Африканско-Антарктическом хребте не производилось. В дальнейшем здесь возможны существенные уточнения в изображении подводного рельефа.

В геолого-геофизическом отношении эта ветвь срединно-океанических хребтов также слабо изучена. Донные осадки на поверхности хребта имеют прерывистое пятнистое распространение и представлены главным об-

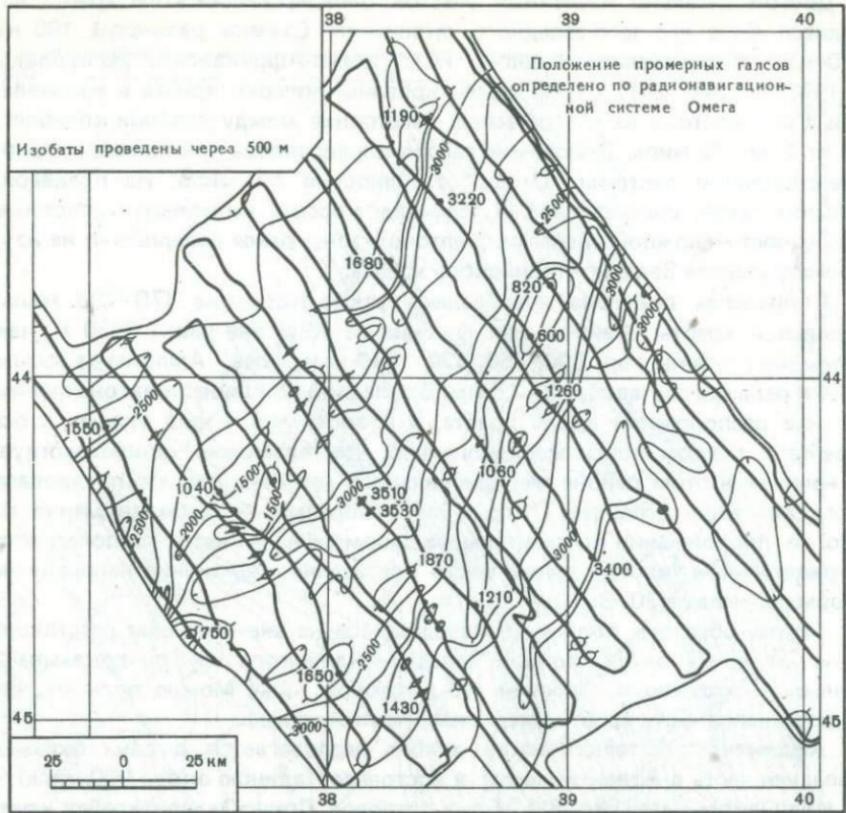


Рис. 64. Батиметрическая карта рифтовой зоны Западно-Индийского хребта севернее островов Принс-Эдуард (Bergh, 1971)

разом в понижениях рельефа. На Западно-Индийском хребте преобладают фораминиферовые, а на Африканско-Антарктическом диатомовые илы. Близ островов Принс-Эдуард в осадках присутствует примесь пирокластического материала. Мощность осадков на поверхности хребта меняется от нуля на гребнях и круtyх склонах до 500—100 м на дне желобов [Ewing e.a., 1969]. При этом отмечается общее увеличение мощности осадочного покрова вдоль хребта с северо-востока на юго-запад, что связано с увеличением поступления осадочного материала из толщи воды за счет высокой биологической продуктивности антарктических вод [Лисицын, 1961]. Однако осевая часть хребта, включая и дно рифтового ущелья, практически остается лишенной осадков, что свидетельствует о ее исключительной молодости, ввиду того, что поступление осадочного материала на дно здесь довольно велико.

Определения строения земной коры были сделаны близ северо-восточного окончания хребта "Витязем" [Удинцев, 1965; Непрочнов, 1970]. На дне рифтовой долины под слоем осадков мощностью 50—400 м залегает слой со скоростью 5,0 км/с, мощностью 2,0—2,5 км, ниже расположены слои со скоростью 6,5—7,0 км/с, мощностью 1,5—2,0 км.

жен слой со скоростью 7,5 км/с, мощность которого не определена. Таким образом, строение земной коры под рифтовой долиной Западно-Индийского хребта аналогично таковому для Аравийско-Индийского хребта.

Магнитное поле над юго-западной ветвью Индоокеанского хребта в районе островов Принс-Эдуард характеризуется значительной расчлененностью; амплитуда аномалий составляет 200–300 гамм, а период 20–30 км. Однако при этом отмечается отсутствие здесь значительной осевой аномалии, обычно соответствующей рифтовой долине срединных хребтов, что выделяет Юго-Западный Индоокеанский хребет [Le Pichon, Heirtzler, 1968]. На полигоне севернее островов Принс-Эдуард амплитуда аномалий составляет около 500 гамм, оси аномалий располагаются широтно, в то время как формы рельефа на полигоне ориентированы почти меридионально. Протяженность аномалий невелика, всего 40–80 миль. Отмечается горизонтальное смещение осей аномалий и ослабление магнитной интенсивности вдоль зон поперечных нарушений поля, что позволяет говорить о наличии здесь поперечных зон разломов. Последние имеют почти меридиональное простиранье, соответствующее поперечным депрессиям срединного хребта. Отсутствие осевой магнитной аномалии над гребнем Юго-Западного Индоокеанского хребта трактуется как указание на отсутствие или очень незначительное расширение хребта с мезозойского времени [Le Pichon, Heirtzler, 1968; Vine, 1966]. При этом обращается внимание на то, что этот хребет и расположенный севернее Мальдивский хребет представляют дугу окружности, отделяющую западную часть океана от восточной, которые отличаются по строению, глубине и возрасту [Le Pichon, Heirtzler, 1968].

Сейсмичность Юго-Западного Индоокеанского хребта высока [Атлас Антарктики, 1966; Rothe, 1954; Stover, 1966; Barazangi, Dorman, 1968], что, как известно, и позволило предсказать существование здесь срединного хребта [Ewing, Heezen, 1960]. Как видно на картах сейсмичности, эпицентры землетрясений приурочены главным образом к рифтовой зоне хребта. Определения последних лет, имеющие более высокую точность, подкрепляют этот вывод, ибо все эпицентры оказываются приурочены к очень узкому поясу, протянувшемуся точно вдоль оси хребта. Местами наблюдается поперечное смещение полосы эпицентров, что связано с зонами разломов, пересекающими хребет. Особенно значительное смещение отмечается на 30° в.д. вдоль Мозамбикской зоны разлома [Barazangi, Dorman, 1968].

3. Юго-Восточный Срединно-Индоокеанский хребет

Юго-восточная ветвь срединных поднятий Индийского океана представлена Центрально-Индийским хребтом и Австралио-Антарктическим поднятием. Граница между ними проводится по юго-восточному подножию горного массива Амстердам.

Центрально-Индийский хребет (рис. 65) отличается от других срединных хребтов Индийского океана: он ниже (относительная высота основания около 1,5 км), менее изрезан (амплитуда расчленения не

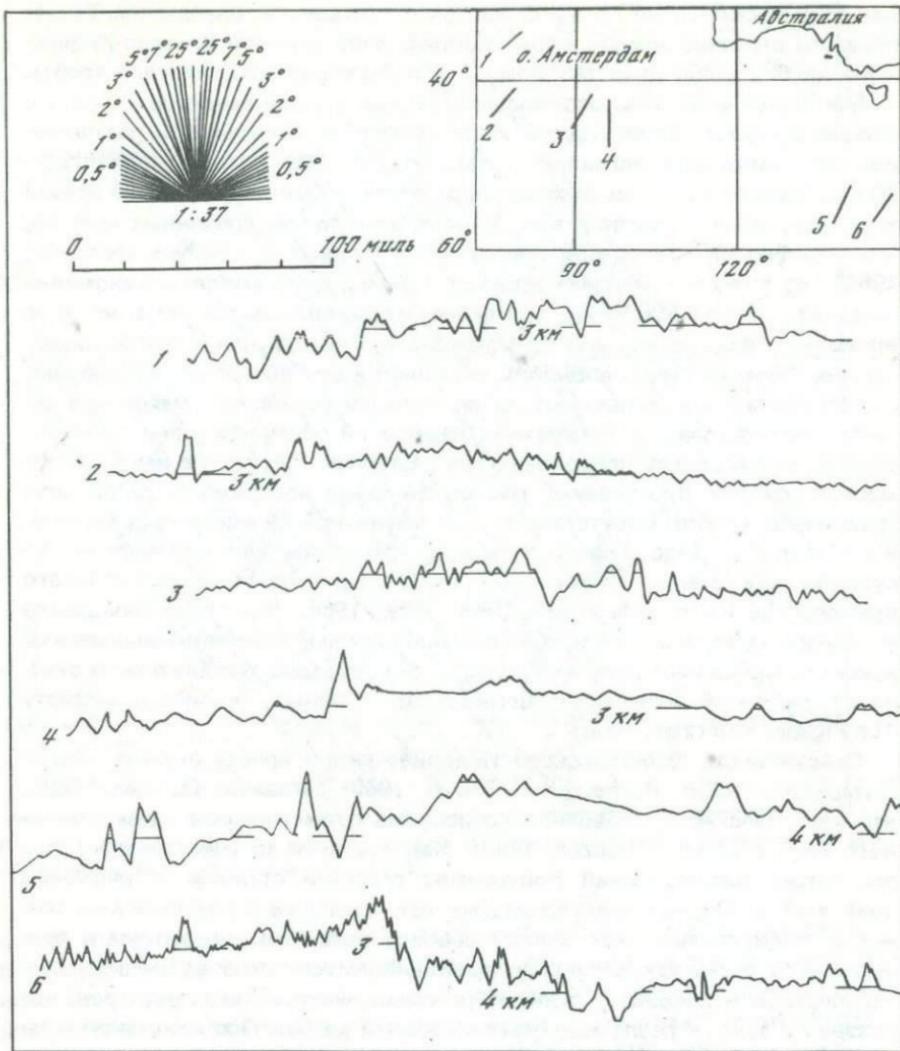


Рис. 65. Профили Центрально-Индийского хребта и Австралио-Антарктического поднятия

превышает 1000 м) и не имеет глубокой рифтовой долины. Длина хребта составляет 1200 миль, ширина 400–500 миль. Наиболее глубокая рифтовая долина (4245 м) находится близ северо-западного окончания хребта, а самые высокие горы (острова Амстердам и Сен-Поль) — около юго-восточного. Вершины наиболее высоких подводных гор хребта расположены на глубине 2–2,5 км (2092, 2218, 2228, 2391 м).

Детальные исследования рифтовой зоны Центрально-Индийского хребта были выполнены в 36-м рейсе "Витязя" на полигоне (ст. 5327–XI) размером 15 на 19 миль (рис. 66). Общая длина промерных галсов, расположенных в основном поперек оси хребта, составила 145 миль.

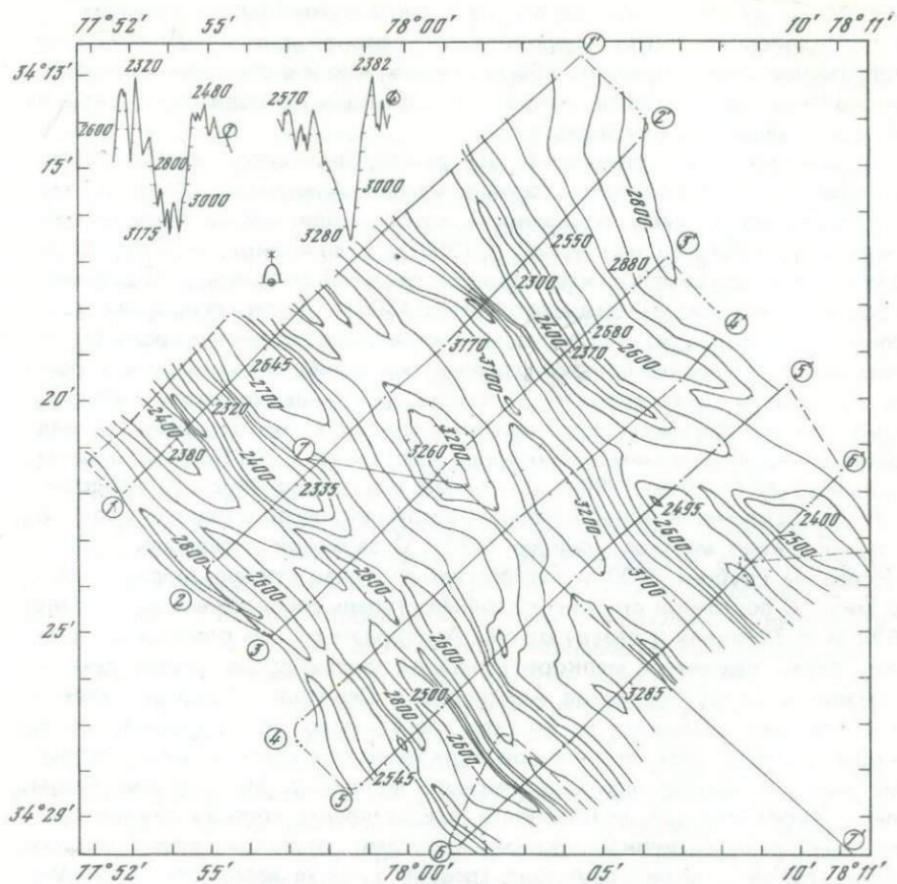


Рис. 66. Батиметрическая карта и профили рифтовой зоны Центрально-Индийского хребта

Как видно по профилям, рифтовая долина Центрально-Индийского хребта обладает небольшой (500–900 м относительно гребней рифтовых гор) глубиной, сравнительно крутыми (30–40°) склонами, иногда разделенными на два-три уступа большей частью широким (до 1,5 мили) расчлененным дном. Следует отметить, что в отличие от других ветвей Срединно-Индоокеанского хребта дно рифтовой долины Центрально-Индийского хребта (максимальная ее глубина 3296 м) располагается значительно выше (на 700 м) дна прилежащей котловины Крозе. Вершины рифтовых гор представлены либо одним, либо несколькими узкими гребнями, расчлененными узкими депрессиями. Наименьшая глубина полигона (2092 м) приурочена к восточному гребню рифтовых гор. Ориентировка рельефа на поверхности хребта в соответствии с данными полигона показана в основном продольной. Лишь у северо-западного окончания хребта в районе соединения с Юго-Западным Средним Индоокеанским хребтом формы рельефа на карте показаны ориентированные

Ми с юго-запада на северо-восток, т.е. в соответствии с простиранием Западно-Индийского хребта, на продолжении которого они находятся. Такое изображение можно признать обоснованным, ибо и в соседней части Аравийско-Индийского хребта, и на дне прилежащих котловин преобладают формы рельефа того же направления.

У юго-восточного окончания Центрально-Индийского хребта располагается крупное поднятие, горный массив Амстердам. Этот массив и прилежащая к нему поверхность хребта были обследованы американской экспедицией на "Арго" в 1960 г. и советской на "Витязе" в 1965 г. На батиметрической карте (рис. 67, см. вкл.) массив Амстердам имеет основание относительной высотой около 1500 м. Склонья основания расчленены слабо, крутизна их в среднем составляет с западной стороны 6° , с восточной 12° . Плоский широкий гребень основания местами сильно расчленен узкими бороздками и долинами, осложнен холмами и отдельными горами. Вершины двух наиболее крупных гор поднимаются над водой, образуя вулканические острова Амстердам и Сен-Поль. Основание последнего до глубины 1000 м, по данным экспедиции "Муссон", представляет крутоисклонный конус овальных очертаний, расположенный у самого западного края массива [Фишер, 1970]. С западной и северной сторон массива на глубине 3200 м располагается ровная ступень шириной 40–50 миль. С восточной стороны подобная ступень расположена на глубине 3500 м. В 70 милях к северу от о-ва Амстердам ровная поверхность ступени резко сменяется мелкорасчлененной поверхностью самого хребта.

Наличие вокруг островов Амстердам и Сен-Поль обширных ровных участков дна указывает на то, что здесь имело место выравнивание, скорее всего, за счет интенсивной вулканической деятельности — излияний лав и выбросов пирокластического материала. На о-ве Амстердам следы вулканической деятельности представлены хорошо сохранившимися небольшими вулканическими конусами, расположенными рядами вдоль глубоких меридиональных трещин, а также лавовыми потоками. Хорошая сохранность юго-западной части вулканического конуса о-ва Сен-Поль, наличие на нем выходов горячих газов и источников указывают на то, что активная вулканическая деятельность прекратилась на нем недавно.

Следует отметить, что крупные горные сооружения, подобные массиву Амстердам, встречаются и на других срединных хребтах Индийского океана. Таковы хребет Родригес, горный массив Принс-Эдуард, гора Эррор. Обращает на себя внимание то, что все они расположены не на оси, а на склоне ближе к подножию хребта. Массив Амстердам тоже сдвинут в сторону от оси хребта. Это позволяет высказать предположение о том, что рифтовая зона Центрально-Индийского хребта расположена северо-восточнее массива Амстердам. Однако наличие глубокого ущелья, рассекающего этот массив посередине, служит убедительным доказательством проявления и здесь процесса рифтообразования. Окончательно вопрос о положении рифтовой зоны в районе островов Амстердам и Сен-Поль и ее продолжения далее на юго-восток в пределы Австралио-Антарктического поднятия может быть решен лишь путем дальнейших исследований.

Большая часть Юго-Восточного Индоокеанского хребта относится к Австрало-Антарктическому поднятию. Полная длина этого поднятия от горного массива Амстердам и до южного окончания хребта Маккуори равна 3500 милям. Ширина поднятия составляет 500–900 миль. В отличие от типичных срединно-океанических хребтов Австрало-Антарктическое поднятие на поперечных профилях (см. рис. 65) представляет широкий пологий изгиб дна, поверхность которого сильно расчленена, но глубина расчленения незначительна (десятки и первые сотни метров). Интенсивность расчленения большей частью не возрастает с приближением к оси поднятия. Это связано с тем, что большая часть поднятия лишена рифтовой долины. Глубины над гребнем поднятия составляют 3–4 км, местами уменьшаясь до 2,5 км. Самая глубокая (до 4755 м) ложбина в пределах осевой зоны поднятия находится на 17° в.д. На поверхности Австрало-Антарктического поднятия встречается довольно много гор относительной высотой до 2 км. Наименьшие глубины горных вершин в западной части поднятия равны 1539, 1840, 1922 м и т.д.

Слоны Австрало-Антарктического поднятия постепенно сменяются холмистым дном прилежащих котловин, вследствие чего подножие может быть выделено по длинным профилям, пересекающим как поднятие, так и дно прилежащих котловин. При этом подножие представляет полосу, в пределах которой происходит переход от наклонной поверхности к горизонтальному уровню дна котловин. Исключение составляет Южно-Австралийская котловина, в пределах которой склон поднятия, не изменяя угла наклона, уходит под плоскую аккумулятивную равнину. Поэтому граница здесь проведена условно близ южного края равнины.

Австрало-Антарктическое поднятие в пределах Индийского океана имеет простижение, близкое к широтному, и только к востоку от 145° в.д. направление поднятия резко меняется на юго-восточное. Уменьшается ширина поднятия, меняется при этом его рельеф. Глубина и интенсивность расчленения поверхности резко возрастают, амплитуда колебания глубин достигает 1–2 км, близ оси местами появляются крупные горы и глубокие ущелья. Наиболее высоким вершинам поднятия соответствуют глубины 1145, 1690, 1847 м и т.д. Все это позволяет говорить о том, что юго-восточное окончание Австрало-Антарктического поднятия по морфологии приближается к срединно-океаническим хребтам. Столь резкое изменение направления срединного поднятия, возможно, связано с поперечной зоной разлома¹.

Осадки на поверхности Австрало-Антарктического поднятия представлены на наиболее приподнятых частях фораминиферовыми илами, которые с увеличением глубины сменяются на северном склоне красными глубоководными глинами, а на южном — диатомовыми илами. На крутых склонах осадки обычно отсутствуют, вследствие чего на по-

¹ Работами и/с "Элтанин" выявлено существование крупных зон разломов в пределах Австрало-Антарктического поднятия. Наиболее широкая из этих зон (120–125° в.д.) названа Австрало-Антарктическим несогласием (Australia-Antarctic discordance). Эти новые данные отражены: на упоминавшейся батиметрической карте Индийского океана масштаба 1:15 000 000 [ГУГК, 1975]. — Прим. ред.

верхности поднятия широко развиты выходы коренных пород. Мощность осадков при этом меняется от нуля на гребнях и крутых склонах до 100–300 м в понижениях [Ewing e.a., 1969]. Скорость осадконакопления на поверхности юго-восточного Индоокеанского хребта колеблется от 5,2 до 17,0 мм/1000 лет [Opdyke, Glass, 1969].

Строение земной коры в пределах юго-восточной ветви известно для района о-ва Амстердам. Севернее острова на гребне Центрально-Индийского хребта под слоем осадков рифтовой долины мощностью до 200 м залегает слой со скоростью 5,3 км/с, мощностью 2–3 км, а под ним породы со скоростью 6,7 км/с, мощность которых не определена [Непрочнов, 1970]. Таким образом, земная кора здесь отличается от того, что имело место в рифтовых долинах двух предыдущих ветвей. Появление слоя со скоростью 6,7 км/с, характерного для "нормальной" океанической коры на дне котловин, указывает на то, что подъем глубинного вещества здесь не столь значителен и оно не достигает близко к поверхности дна. Наличие на дне и склонах рифтовой долины лишь выходов лав также указывает на это. Следует сказать, что и по морфологии (небольшая глубина, наличие широкого дна) данное ущелье отличается от "типовных" рифтовых долин срединно-океанических хребтов.

Близ северо-западного подножия массива Амстердам на глубине 3200 м земная кора имеет мощность 3,9 км и состоит из слоя осадков 0,3 км, слоя со скоростью 4,4 км/с, мощностью 1,2 км и слоя со скоростью 6,7 км/с, мощностью 2,4 км; скорость на границе M равна 8,2 км/с [Francis, Raitt, 1967]. Те же авторы для массива Амстердам (глубина 1900 м) дают следующее строение земной коры: осадки – 0,4 км; слой со скоростью 4,5 км/с, мощностью 1,5 км; слой со скоростью 6,7 км/с, мощностью 6,6 км; породы со скоростью 7,6 км/с принимаются за нижнюю границу коры, мощность которой при этом составляет 8,5 км. Следует сказать, что к востоку от о-ва Амстердам близ северного подножия Австралио-Антарктического поднятия мощность (8,2 км) и строение коры аналогично тому, что получено для массива Амстердам. Наоборот, к западу от острова земная кора имеет небольшую мощность – 4 км и строение, типичное для океанических котловин: слой со скоростью 4,4 км/с, возможно, имеет здесь вулканическое происхождение.

Магнитное поле над Центрально-Индийским хребтом характеризуется значительной расчлененностью, амплитуда аномалий достигает 500 гамм, а над гребнем хребта в связи с наличием значительной отрицательной аномалии до 1000 гамм при периоде до 30 км. Над западной половиной Австралио-Антарктического поднятия магнитное поле также знакопеременно и сильно расчленено; амплитуда аномалий достигает 1000 гамм, а период 20–30 км. Над гребнем хребта имеется значительная (около 700 гамм) отрицательная аномалия. В восточной части поднятия, в районе о-ва Тасмания, магнитное поле также характеризуется значительной расчлененностью и амплитудами до 1000 гамм близ оси хребта. По данным магнитных исследований в этой части поднятия вдоль 140° в.д. намечается меридиональная зона разлома [Le Pichon, Heirtzler, 1968; Tomoda e.a., 1968].

Гравитационные аномалии в свободном воздухе для северо-западной части Центрально-Индийского хребта характеризуются значительной изменчивостью; амплитуда колебаний составляет около 20 мгал, но местами до 60 мгал, при этом у подножия хребта аномалии отрицательные, до -20 мгал, а над гребнем хребта преимущественно положительные, до +30 мгал [Le Pichon, Talwani, 1969]. Аномалии силы тяжести около восточного окончания хребта также довольно изменчивы, но преимущественно положительны, от +20 до 80 мгал [Грушинский, 1970; Tomoda e.a., 1968].

Тепловой поток на поверхности Центрально-Индийского хребта колеблется в широких пределах, от 0,5 до 2,0 мкал/см² · с; единичные измерения на Австрало-Антарктическом поднятии составляют 1,3 мкал/см² · с [Lee, Ueda, 1965; Von Herzen, Langseth, 1965].

Сейсмичность Юго-Восточного Индоокеанского хребта высокая, и все эпицентры землетрясений ложатся вдоль его оси [Атлас Антарктики, 1966; Barazangi, Dorman, 1968; Stover, 1966]. Имеются участки, в которых эпицентры располагаются поперек хребта, например в районе о-ва Амстердам, и вдоль 140 и 150° в.д., что указывает на возможность существования здесь разломов.

Работами в Индийском океане (открытие Западно-Индийского хребта, изучение ранее известных поднятий) было доказано морфологическое единство срединных хребтов Мирового океана, представляющих планетарную горную систему. Одновременно было установлено, что выделявшиеся ранее в качестве срединного поднятия Индийского океана хребты (Мальдивский, Центрально-Индийский и Кергелен) представляют различные по морфологии и строению образования. Фактически Срединно-Индоокеанский хребет состоит из трех ветвей, расходящихся из середины океана; две ветви — юго-западная и юго-восточная — соединяются со срединными хребтами Атлантического и Тихого океанов, а третья — северо-западная представляет ответвление, которое, подойдя к подводной окраине материка, продолжается затем в его пределах в виде системы материковых рифтов. Столь четкая взаимосвязь между крупнейшими океаническими и материковыми структурами Земли встречается сравнительно редко, и в этом отношении изучение срединного хребта Индийского океана представляет особый интерес.

Большое значение в изучении срединных хребтов Индийского океана имели детальные исследования на полигонах, позволившие получить надежные данные об особенностях морфологии и строении отдельных небольших форм рельефа (мезоформ), а именно: рифтовых долин и окаймляющих их рифтовых гор, отдельных долин и гор на склонах, поперечных желобов и зон разломов и т.д. Благодаря этому было установлено, что наряду с чертами сходства срединные хребты Индийского океана обладают значительными различиями.

По морфологии срединные хребты Индийского океана могут быть разделены на высокие и низкие. Первые имеют относительную высоту 2–3 км, ширину 200–400 миль, интенсивное глубокое расчленение поверхности с увеличением амплитуды расчленения к оси хребта, глубокое рифтовое ущелье (долину). В связи с тем, что подобное строение ха-

рактерно для срединных хребтов Атлантического океана, данный тип срединных хребтов можно назвать атлантическим. Вторые имеют относительную высоту до 1 км, ширину 800–1000 миль, интенсивное, но мелкое расчленение поверхности примерно с одинаковой амплитудой расчленения, вследствие чего рифтовое ущелье либо отсутствует, либо не выделяется среди других долин хребта. Подобные хребты широко представлены в Тихом океане, вследствие чего они могут быть отнесены к тихоокеанскому типу. В Индийском океане к первому (атлантическому) типу относятся северо-западная и юго-западная ветви срединно-океанических хребтов, а к тихоокеанскому – юго-восточная ветвь, главным образом ее средняя часть между о-вом Сен-Поль и 140° в.д.

По геофизическим данным также намечается различие между срединно-океаническими хребтами атлантического и тихоокеанского типа, хотя и не столь значительное, как по морфологии. Хребты атлантического типа (Срединно-Аденский, Аравийско-Индийский, Западно-Индийский) обладают крупноглыбовым строением, часть блоков обнаруживает океанический тип коры, другая сложена глубинными (мантийными) породами. На дне рифтового ущелья под тонким слоем осадков залегают породы со скоростью сейсмических волн 4,5–5,5 км/с, мощностью 2–1,5 км; под ними породы со скоростью 7,0–7,5 км/с, мощностью 8–11 км, что рассматривается как граница М, связанная с разуплотненным веществом верхней мантии.

О подъеме мантийного вещества свидетельствуют также выходы в рифтовой зоне глубинных ультраосновных пород (лерцолиты, гарцбургиты, перидотиты и др.). Магнитное поле отличается линейностью, коротко-периодными (20–30 км) аномалиями амплитудой от 200 до 1000–2000 гамм с интенсивной (до 650) отрицательной аномалией над рифтовым ущельем (правда, в Западно-Индийском хребте подобная аномалия отсутствует). Гравитационные аномалии в свободном воздухе (Фая) отличаются значительной изменчивостью при амплитуде до 40 мгал над склонами и до 120 мгал над рифтовой зоной, причем над рифтовым ущельем наблюдается аномалия до –70 мгал. Аномалии Буге над серединой хребта также уменьшаются. Тепловой поток изменчив; наблюдаются как низкие (на дне рифтовых ущелей до 0,8 мкал/см² · с), так и высокие (над гребнями хребтов до 3,5 мкал/см² · с) значения. Сейсмичность высокая, но приурочена исключительно к рифтовой зоне и по перечным зонам разломов при глубине очагов до 70 км.

Хребты тихоокеанского типа (Центрально-Индийский и Австралио-Антарктическое поднятие) обладают мелкоглыбовым строением (данных о природе отдельных блоков нет). Земная кора на дне осевого ущелья Центрально-Индийского хребта океаническая: под тонким слоем осадка залегают породы со скоростью 5,3 км/с, мощностью 2–3 км; глубже – породы со скоростью 6,7 км/с, т.е. нормальный "океанический" слой.

Отсутствием выходов глубинных пород (на дне долин встречены лавы) также подтверждается более глубокое залегание поверхности М. Магнитное поле линейное, с короткопериодными аномалиями амплитудой до 500 гамм и осевой аномалией до 1000 гамм. Гравитационное поле

отличается значительной изменчивостью аномалий Фая — до 60 мгал; с преимущественно отрицательными (до -20 мгал) аномалиями у подножия и преимущественно положительными (+20 — +80 мгал) над гребнем. Тепловой поток изменчив, от 0,5 до 2,0 мкал/см²·с. Сейсмичность высокая, приуроченная к оси хребта и при глубинах очагов до 70 км.

Огромные размеры, высокая тектоническая активность и значительная специфичность глубинных геологических процессов, приводящих к коренному преобразованию земной коры, позволили выделить зоны срединно-океанических хребтов в особый тип тектонических структур Земли — георифтогенали (Г.Б. Удинцев) или срединно-океанические подвижные пояса (В.Е. Хайн), по своему значению вполне сопоставимые с геосинклинальными поясами.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Вопросы, связанные с происхождением и развитием рельефа дна океанов и морей, в морской геоморфологии наиболее сложны, так как связаны они с проблемой происхождения и развития поверхности всей Земли. Для решения даже столь крупных глобальных проблем геоморфологические данные, и в частности сведения о рельефе дна, являются одними из основных до настоящего времени, несмотря на широкое развитие морских геолого-геофизических методов исследования. Во всех гипотезах о развитии поверхности Земли в той или иной степени используются данные о рельефе, а появление некоторых гипотез прямо связано с геоморфологическими данными. Так, гипотеза дрейфа материков возникла именно на использовании поразительного сходства очертаний материков, расположенных на противоположных берегах Атлантического океана. Современные гипотезы тектоники плит и расширения дна также широко используют сведения о морфологии срединно-океанических хребтов, зон разломов, глубоководных желобов, островных дуг и т.д. Конечно, при этом привлекаются и геолого-геофизические данные, но сведения о рельефе являются необходимыми, а в отдельных случаях даже основными. Например, определение полюсов вращения плит делается по поперечным разломам срединно-океанических хребтов, во всех реконструкциях древних материков при совмещении их отдельных частей используются очертания материковых склонов и т.д.

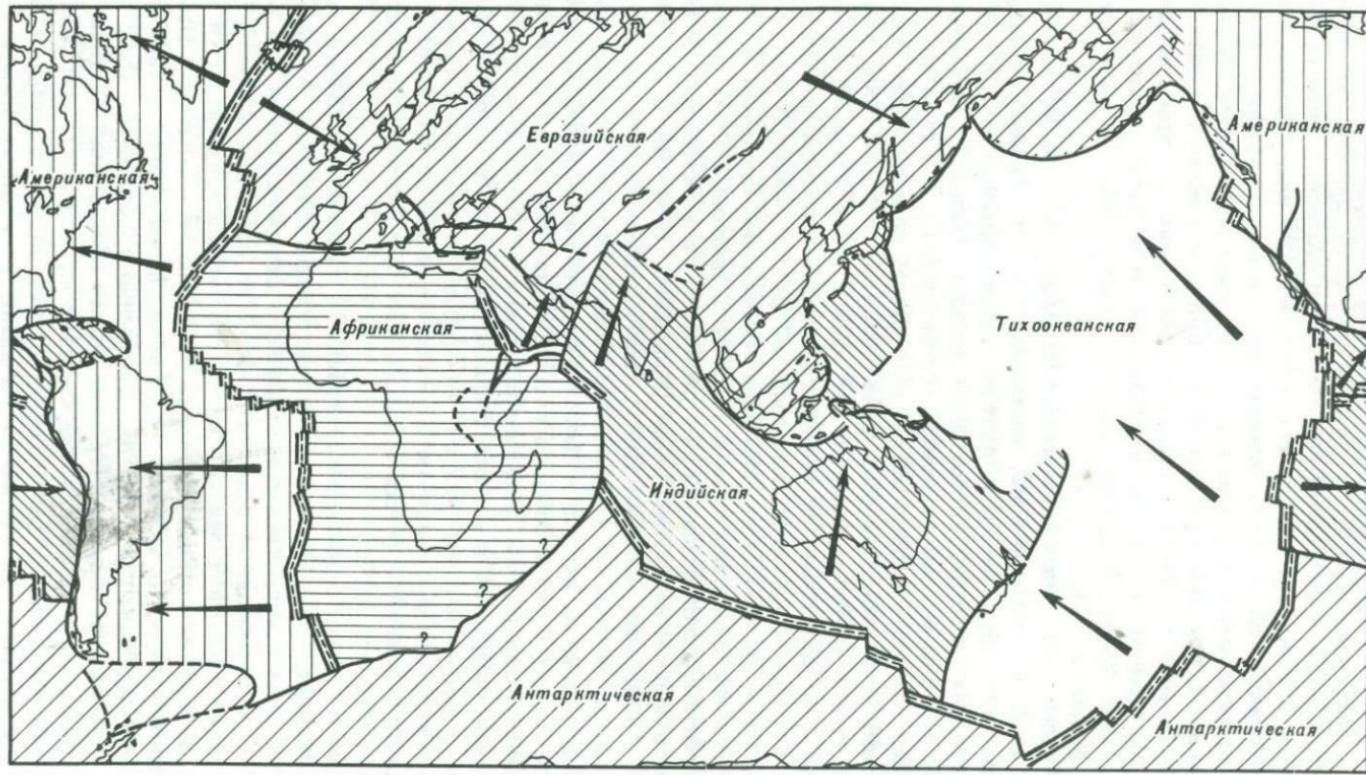
Изучение рельефа дна Индийского океана за последние 10–15 лет привело к значительному изменению прежних представлений об исключительной простоте его котловины; была установлена большая сложность и разнообразие его подводного рельефа. На дне Индийского океана открыто много новых крупных форм рельефа: хребтов, возвышенностей, валов, зон разломов, желобов, гор и т.д. Большие изменения произошли в наших знаниях о морфологии ранее известных форм и распределении различных типов рельефа на дне котловин; более четким стало представление о строении дна океана, а также отдельных его структур [Удинцев, 1965]. Опираясь на новые сведения о рельефе дна Индийского океана и имеющиеся геолого-геофизические данные, рассмотрим вопрос о происхождении и развитии котловины океана и ее основных морфоструктур и морфоскульптур.

В настоящее время в теоретической геологии о развитии верхних оболочек Земли идет оживленная полемика между "мобилистами"

и "фиксистами", т.е. сторонниками и противниками гипотез о больших горизонтальных перемещениях крупных участков земной коры [Хайн, 1967, 1970]. Благодаря огромному количеству новых данных, полученных геологией за последнее время на материках и особенно в океанах, снова получили широкое распространение мобилистские идеи. Однако сейчас рассматривается движение не одних материков, как это делали А. Вегенер и его последователи, а крупных участков поверхности Земли, так называемых плит, которые включают и материк и дно океанов. Новая "теория глобальной тектоники" (как называют ее сами авторы) включает гипотезы дрейфа материков, тектоники плит и расширяющегося дна [Hess, 1962; Wilson, 1965; Heirtzler e.a., 1968; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968; McKenzie, 1970].

Согласно этой гипотезе поверхность Земли делится на несколько (от 6 до 20 у разных авторов) частей, или "плит", толщиной около 70–100 км (рис. 68). Границами плит являются рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, глубоководные желоба, молодые (альпийские) горные системы и зоны разломов. Предполагается, что сами плиты отличаются большой жесткостью и в их пределах не происходит никаких деформаций. Поэтому каждая плита движется, поворачиваясь относительно своего полюса вращения, как единое целое. Лишь на границах раздела плит вследствие их взаимного смещения происходят землетрясения, и пояса эпицентров землетрясений рассматриваются как естественные границы этих плит. Изучение направления смещений в очагах землетрясений свидетельствует о том, что в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходит растяжение, а в островных дугах — сжатие поверхностных слоев Земли [Мишарина, 1964; Isacks e.a., 1968; Sykes, 1968; Balakina e.a., 1969]. Это используется как доказательство смещения плит от срединных хребтов в сторону глубоководных желобов островных дуг, где и происходит опускание плит под материки. Важной составной частью гипотезы глобальной тектоники является представление об образовании океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и ее последующем растекании в стороны, приводящем к возникновению системы чередующихся полосовых аномалий, возраст которых увеличивается по мере удаления от оси хребта. Это позволяет определять скорость расширения дна, которая колеблется от 1 до 6 см в год.

Новая гипотеза глобальной тектоники — гипотеза тектоники литосферных плит, — так же как и гипотеза дрейфа материков, исходит из представления о существовании первичного материка Пангеи, его раздробления и перемещения отдельных частей по поверхности Земли. При этом образование котловины Индийского океана представляется как результат распада древнего материка Гондваны — южной части Пангеи и раздвижения его обломков — Африки, Мадагаскара, Антарктиды, Австралии и Индостана — до их современного положения (рис. 69). Исходя из данных наземной геологии время образования впадины Индийского океана определяется как середина мела [Кинг, 1967]. Вопрос о правомерности таких реконструкций сводится, по существу, к вопросу о признании существования Гондваны и гипотезы дрейфа мате-



Р и с. 68. Схема разделения поверхности Земли на "плиты" (Буллард, 1971)

риков. Всестороннее освещение этих проблем, которым посвящена большая литература, не входит в задачу данной работы, за исключением вопроса о том, как новые данные о подводном рельефе согласуются с предполагаемыми реконструкциями древнего материка.

Несмотря на то что реконструкцией Гондваны занимаются более полувека, до сих пор нет общепринятой схемы, и каждый из авторов дает свое расположение материков, что указывает на некоторую неопределенность подобных построений [Вегенер, 1925; Дю Тойт, 1957; Кинг, 1967; Fairbridge, 1965]. Если в прошлом при восстановлении Гондваны для совмещения материков использовали очертания их берегов или края материковых отмелей, то сейчас для этого используют очертания материкового склона, а вернее, его 1000 м или 2000 м изобату, причем для более точного совмещения пользуются ЭВМ [Dietz, Sprell, 1970; Bullard, 1967]. И все же подобные построения нельзя признать полностью правомочными, ибо трудно предположить, чтобы в течение длительного (десятки и сотни миллионов лет) периода после распадения древнего материка очертания его частей оставались неизменными. Данные по геологии материков и прилежащих участков дна убедительно показывают, что очертания подводных окраин материков изменялись, и местами значительно. Эти изменения были связаны с раздроблением, опусканием отдельных материковых блоков (Западная Австралия), смятием осадочных толщ в складки (Южная Африка), наклоном и погружением краев материков (Северо-Восточная Африка и Северо-Западная Австралия), а также аккумуляцией мощных осадочных толщ у края материкового уступа (Экваториальная Африка). Поэтому, прежде чем восстанавливать древний материк, необходимо восстановить очертания его предполагаемых частей для периода, соответствующего времени реконструкции, что представляет очень сложную задачу. Можно сравнительно легко отбросить те части материков, структуры которых имеют значительно меньший, чем реконструируемый, возраст. Труднее восстановить исчезнувшие окраины материков. Так, П. Фурмарье [1971] отмечает, что очертания Южной Африки в пермокарбоне были иными, чем сейчас. Об этом свидетельствует сильное смятие слоев Карру в складки, а также опускание их южных участков по разломам. Поэтому, полагает он, было бы правильно сначала восстановить форму оконечности Южной Африки, которую она имела до складкообразования, а затем совмещать ее с Антарктидой. Это замечание справедливо и для других материков.

Как известно, одним из основных условий гипотезы тектоники листосферных плит является жесткость плит, представляющих как бы единое целое.

Котловина Индийского океана делится на три части, относящиеся к Африканской, Антарктической и Индийско-Австралийской плитам. Последняя плита, включающая кроме северо-восточной половины океана Аравийский п-ов, Индостан и Австралию с Новой Зеландией, характеризуется большими различиями в морфологии и строении отдельных частей. Так, по рельефу восточная окраина плиты, расположенная в Тихом океане, представлена сложной системой островных

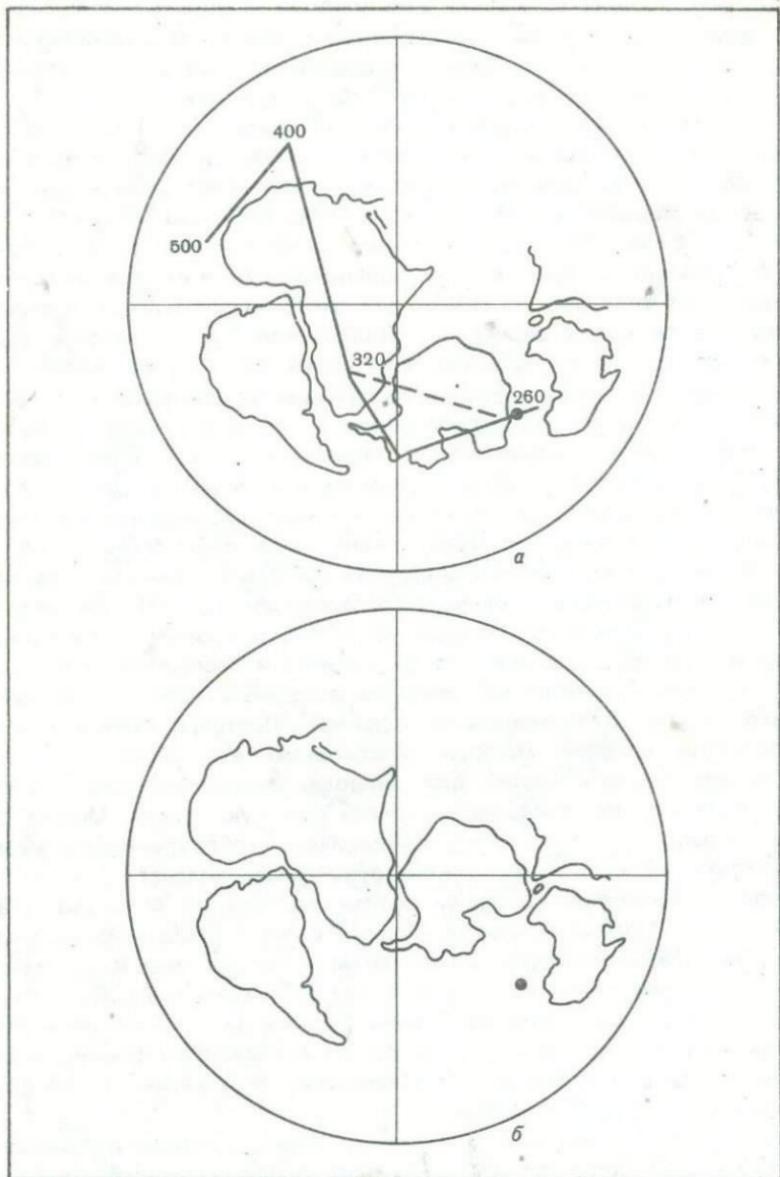
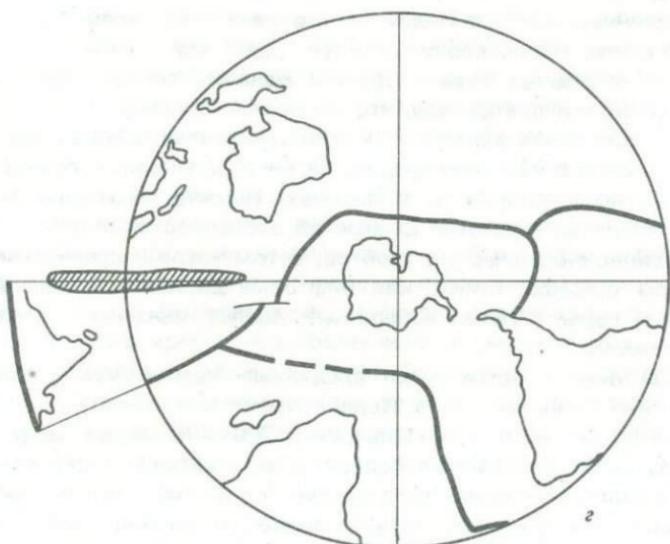


Рис. 69. Схема образования котловины Индийского океана вследствие распадения Гондваны и перемещения ее частей (Laughton e.a., 1970)

дуг, что резко отличает ее от остальной части плиты, состоящей главным образом из материковых и океанических платформ. Аравийский п-ов в работах, посвященных образованию Красного моря и Аденского залива, рассматривается как самостоятельная плита, отделившаяся от Африканской платформы [Laughton e.a., 1970].



6



7

О том, что Индийско-Австралийская плита не представляет "жесткого" блока, свидетельствует наличие в ее пределах зон повышенной сейсмической активности. Одна из них связана с зоной разлома Оуэн, а другая, более обширная, расположена между Шри Ланка и Северо-Западной Австралией. Последняя характеризуется сильными землетрясениями с глуби-

ной очагов до 70 км. Эта зона не связана с какими-либо формами подводного рельефа и даже пересекает некоторые из них (например, Восточно-Индийский хребет). Поэтому ее связывают с глубинной зоной разлома и даже с зарождающейся островной дугой [Dewey, Bird, 1970; Sykes, 1970].

Приведенные примеры показывают, что гипотеза дрейфа материков встречается с определенными трудностями при использовании новых данных о рельефе дна Индийского океана. Известны также многочисленные данные по геологии, геофизике, палеоклиматологии, палеогеографии и т.д., противоречие гипотезе дрейфа материков, что изложено в целом ряде работ, из которых следует отметить новейшую сводку П. Фурмарье [1971] и работы В.В. Белоусова [1968, 1970], Н.А. Штрайса [1964], Г.Л. Леонова [1964], К. Тейкерта [1965] и др.

Большое значение в современных гипотезах происхождения и развития поверхности Земли отводится срединно-океаническим хребтам. Действительно, за последнее десятилетие эти структуры привлекают внимание широкого круга исследователей, рассматривающих их наряду с геосинклиналями в качестве крупнейших активных структур Земли — георифтогеналей, или срединно-океанических подвижных поясов [Леонтьев, 1967; Удинцев, 1967, 1968; Хайн, 1967, 1971].

Изучение срединных хребтов Индийского океана представляет особый интерес в связи с тем, что последние образуют здесь три огромные ветви, расходящиеся из середины океана, причем одна из ветвей переходит в пределы материковой платформы, что позволяет проследить происходящие при этом изменения морфологии и строения рифтогенных структур. Большое значение в изучении срединных хребтов Индийского океана имели детальные исследования на полигонах. Именно благодаря этим работам были получены надежные данные об особенностях морфологии и строения срединно-океанических хребтов, в том числе и сравнительно небольших форм рельефа, таких, как рифтовые долины и окаймляющие их рифтовые горы, а также поперечные ущелья, связанные с трансформными разломами.

В Индийском океане встречаются срединные хребты как атлантического, так и тихоокеанского типа. Первые имеют значительную (до 2–3 км) относительную высоту, небольшую (200–400 миль) ширину, интенсивное глубокое расчленение поверхности, рифтовое ущелье (долину). Вторые, наоборот, имеют небольшую (до 1 км) относительную высоту и значительную (до 1000 миль) ширину, интенсивное, но неглубокое расчленение, включая и осевую зону, лишенную рифтового ущелья.

Работами в Индийском океане установлено, что на поверхности срединных хребтов атлантического типа не наблюдается одной непрерывной рифтовой долины, как предполагалось ранее [Heezen, Tharp, Ewing, 1959]. Наоборот, в осевой зоне хребта имеются лишь короткие (десятка — первые сотни миль) глубокие ущелья, ориентированные большей частью под углом к оси хребта. Наиболее глубокие депрессии Срединно-Индоокеанического хребта приурочены к зонам поперечных разломов, а именно: к желобам Вима (6492 м), Витязь (5544 м), Витли (5803 м) и др. Обращает на себя внимание взаимно перпендикулярное расположение

жение зон разломов и рифтовых зон, наиболее ярко выраженное в южной половине Аравийско-Индийского хребта, а также в Аденском заливе. В северной половине этого хребта поперечные разломы встречаются не столь часто и преобладают структуры, ориентированные вдоль оси хребта. Характерной особенностью строения срединных хребтов является резкая (на протяжении нескольких миль) смена по простиранию положительных форм рельефа отрицательными, а также кулисообразное расположение структур.

Сторонники гипотезы расширения дна океана связывают различия срединных хребтов атлантического и тихоокеанского типов с разной скоростью раздвижения дна: небольшой у первых и вдвое большей у вторых. Полагают, что при большей скорости растекания материал, поднимающийся из недр Земли, быстро уходит в стороны, не образуя высоких хребтов и глубоких ущелий. Однако то обстоятельство, что каждый из выделенных типов срединных хребтов приурочен к двум крупнейшим сегментам Земли — атлантическому и тихоокеанскому, — заставляет предполагать более глубокие причины столь значительного различия этих хребтов, связанные, вероятно, с особенностями строения верхней мантии Земли.

Целый ряд признаков, которые были изложены при описании срединных хребтов, указывает на подъем глубинного вещества Земли и расширение дна. Сторонники гипотезы глобальной тектоники полагают, что процесс раздвижения захватывает все дно океана от оси срединно-океанических хребтов до глубоководных желобов островных дуг, где происходит опускание плит. По палеомагнитным данным (полученным путем экстраполяции) наибольший возраст полосовых аномалий составляет около 80 млн. лет. Значительный (меловой) возраст этих аномалий как будто указывает на совпадение начала спада Гондваны и формирования срединно-океанических хребтов. При этом для Индийского океана некоторое противоречие представляет отсутствие (по магнитным данным) признаков расширения у юго-западной ветви Срединно-Индоокеанского хребта, что объясняется периодическими замедлениями или остановками в движении плит. Еще одно противоречие связано с отсутствием в Индийском океане четвертой — северо-восточной ветви срединного хребта между Индией и Австралией — двумя разошедшимися частями Гондваны. На возможное существование здесь данной ветви указывал Т. Вильсон, основываясь именно на гипотезе дрейфа материков.

Для объяснения некоторых особенностей строения Срединно-Индоокеанского хребта сторонники гипотезы глобальной тектоники прибегают к сложным перемещениям отдельных плит и даже их частей, меняя при этом и направление, и скорость, и центр вращения плит. Подобное делается для северо-западной ветви Срединно-Индоокеанского хребта. На основании палеомагнитных данных предполагается, что в течение мела — эоцене срединный хребет имел широтное расположение и разделялся меридиональной зоной разлома Чагос. В последующем произошел поворот срединного хребта до современного положения с образованием системы параллельных разломов юго-западного — северо-восточного простирания на месте разлома Чагос. Для обеспечения столь

сложных перемещений авторам приходится отделить от Африканской плиты небольшую часть — Сомалийскую плиту и вращать ее вместе с Индийской плитой. Кроме того, в пределах Сомалийской плиты предполагается перемещение Мадагаскара к югу от Сейшел в процессе расширения северо-западной ветви Срединно-Индоокеанского хребта [Fisher e.a., 1968, 1971]. Все это находится в явном противоречии с исходными положениями глобальной тектоники о единстве и жесткости плит.

Большое внимание уделяется району Красного моря и Аденскому заливу [Degens, Ross, 1969; Falcon e.a., 1970], как участку, в пределах которого наиболее ярко проявляется взаимопереход подводных и наземных георифтогенальных структур. Большинство исследователей полагают, что образование Аденского залива и Красного моря произошло в результате развития рифтогенального процесса в пределах материкового участка земной коры. Сторонники тектоники плит связывают образование этих депрессий с расколом и раздвижением материковых плит. Однако количество плит, участвующих в этом процессе, у разных авторов колеблется от двух до четырех. Отмечается, что образование Аденского залива, по-видимому, началось в мелу, но наиболее активно раздвижение плит происходило начиная с эоценом и к миоцену распространилось на Красное море. Масштабы расширения указываются разные, причем для Красного моря это различие наибольшее. Одни полагают, что за счет расширения была образована вся котловина, а другие считают, что расширением можно объяснить лишь образование осевого желоба шириной 60 миль, под дном которого залегают глубинные породы.

По данным наземной геологии развитие котловины Красного моря было связано с раздроблением материковой платформы и опусканием ее частей, причем данный процесс распространялся с севера на юг. В конце олигоцена произошло образование Суэцкого залива, затем в миоцене опускание охватило почти все море и в плиоцене достигло Баб-эль-Мандебского пролива [Белоусов, 1968; Whiteman, 1968].

Заканчивая краткий обзор особенностей строения и развития отдельных частей Срединно-Индоокеанского хребта, отметим, что развитие последнего несомненно оказало большое влияние на формирование котловины океана и его подводного рельефа. Развитие этого хребта, по-видимому, привело к некоторому расширению дна и перемещению отдельных участков земной коры. Однако не обязательно, как это делают сторонники тектоники литосферных плит, распространять процесс расширения на весь океан, а горизонтальными перемещениями отдельных его частей объяснить и распад Гондваны, и дрейф материков, и мельчайшие особенности строения и рельефа срединных хребтов и дна котловин, тем более что имеются данные, свидетельствующие о значительных преобразованиях котловины океана, связанных с другими процессами.

Иное представление об образовании океанов, и в том числе Индийского, развивает В.В. Белоусов [1968]. Согласно предложенной им гипотезе "оceanизации" формирование котловины Индийского океана произошло в результате раздробления и опускания крупных участков материковой суши, сопровождавшихся превращением материковой коры в океаническую ("базификация"). Анализируя имеющиеся гео-

логические и геофизические данные по суше и морю, Белоусов приходит к выводу о том, что современные очертания котловина Индийского океана приобрела лишь в меловое время. Наличие на материках морских отложений более раннего (вплоть до нижнепалеозойского) возраста объясняется существованием мелких эпиплатформенных морей, которые стали углубляться, начиная с конца мезозоя. Действительно, сведения о морфологии и строении подводных окраин материков Индийского океана указывают на значительные опускания дна, начало которых относится в разных местах к концу палеозоя или мезозоя.

Область перехода между двумя основными структурами Земли, океанами и материками, делится на два типа: атлантический и тихоокеанский. Первый приурочен к древним материиковым платформам и характеризуется простым строением (шельф и материконый склон), резким (в пределах материкового склона) переходом от материка к ложу океана, срезанием материковых структур краем океана, наклонными аккумулятивными равнинами у подножия материкового склона. В связи с тем, что материконый склон очень близок по строению к материку, его относят к последнему, называя "подводной окраиной материка". При этом океанические и материковые платформы оказываются расположеными рядом друг с другом (рис. 70, см. вкл.). Второй тип приурочен к молодым (альпийским и современным) тектоническим структурам и характеризуется сложным строением (зона островных дуг или горные сооружения), согласным (параллельно берегу) расположением тектонических структур, глубокими краевыми океаническими желобами, повышенной сейсмической и вулканической активностью. Переход тихоокеанского типа может быть разделен на два подтипа: западнотихоокеанский, представленный морфологическим комплексом островных дуг, и восточно-тихоокеанский, представленный морфологическим комплексом горное сооружение — глубоководный желоб (последний иногда может отсутствовать, будучи погребен осадками).

В Индийском океане преобладают окраины атлантического типа, из которых наиболее изученной является подводная окраина Австралии. В результате геолого-геофизических исследований и бурения для южной окраины материка установлены значительные опускания. В Большом Австралийском заливе под слоем осадков обнаружена сложная эрозионная сеть, врезанная в поверхность докембрийских пород [Conolly e.a., 1970]. По совокупности геологических и геофизических данных авторы приходят к выводу о том, что образование этих долин началось в нижнем мелу и с перерывами продолжалось до плейстоцена.

В Бассовом проливе и к западу от него на австралийском шельфе обнаружены глубокие депрессии фундамента, заполненные осадками, вплоть до мезозойских. Мощность осадочной толщи западнее пролива увеличивается от края шельфа к материку, в пределах которого также располагается часть нефтегазоносного прогиба. Образование последнего связано с расколом фундамента, наклоном и опусканием отдельных блоков и заполнением образовавшихся депрессий осадками.

Изучение краевых плато, расположенных вдоль южного берега Австралии, показало, что они представляют крупные опущенные блоки

кристаллического фундамента, на которых залегают мезозойские и третичные отложения. Опускание этих блоков и образование уступа материкового склона в соответствии с гипотезой дрейфа материков авторы связывают с отделением Австралии от Антарктиды в мезозое [Conolly e.a., 1970].

Около северного берега Австралии подводная окраина материка была подробно обследована в пределах Тиморского моря [Van Andel, Veevers, 1967]. На Сахульском шельфе здесь был обнаружен сложный эрозионный рельеф, представленный речными долинами, террасами, поверхностями выравнивания, образование которых происходило в кайнозое в наземных условиях. Затем эта часть материка погрузилась на 120 м и после окончания четвертичного оледенения была залита морем. Большие глубины края шельфа свидетельствуют о том, что опусканием была охвачена здесь и внешняя часть подводной окраины материка. При этом опускание сопровождалось разрушением барьерного рифа, отдельные части которого постепенно нарастали вверх, и в настоящее время они образуют вдоль края шельфа цепочку гор, вершины которых представляют коралловые банки или атоллы. Судя по значительной высоте (до 700 м) некоторых из них, погружение было значительным.

Опускание подводной окраины Австралии захватило и докембрийские породы фундамента, приведя к образованию узкого прогиба, протянувшегося вдоль края шельфа от Тиморского желоба на юго-запад до рифа Роули. Предполагается, что образование этого компенсированного осадконакоплением прогиба произошло в кайнозое и было связано с углублением Тиморского желоба. Данные о развитии самого желоба [Audley-Charles, 1966] указывают на то, что интенсивное опускание дна здесь началось в третичное время, распространившись в последующем и на подводную окраину Австралийского материка.

Значительное раздробление и опускание испытала также и северо-западная окраина Австралии, о чем свидетельствует огромное плато Эксмут, расположенное на глубине около 1 км. Вдоль западных берегов материка, судя по морфологии его подводной окраины, также имело место значительное опускание, сопровождавшееся, по-видимому, образованием континентальной флексуры. Опускания подводных окраин Австралии являются унаследованными, и связаны они, по-видимому, с развитием ее крупных осадочных бассейнов. Наличие в последних морских отложений палеозойского и мезозойского возраста указывает на длительное развитие этих прогибов, захватывающих прилежащие участки шельфа и материкового склона [Тейкерт, 1965].

Крупные опускания отмечены и для подводных окраин других материков. Так, вдоль восточного берега Африки протягивается Сомалийско-Мозамбикская зона опусканий (Мозамбикский прогиб), которая включает Мозамбикскую и Сомалийскую котловины [Хайн, 1971]. Развитие этого прогиба началось в конце палеозоя с образования грабенов, а затем и общего опускания. Современные очертания прогиба приобрел в неоген-четвертичное время. О значительной мощности накопившихся в Мозамбикском прогибе осадков свидетельствуют сейсмические данные [Francis e.a., 1966; Ewing e.a., 1969]. Мощность неуплотненных осадков

превышает здесь 2 км, а мощность осадочных пород, включая и верхнепалеозойские (система Карру), достигает 12 км. Следует отметить, что, несмотря на столь значительное опускание, материковый склон Африки представляет не флексуру, как у Западной Австралии, а крутой, по-видимому, сбросовый уступ, местами сглаженный и выположенный накопившимися осадками.

Материковая окраина Южной Африки также имеет сбросовое происхождение, о чем свидетельствуют наземные данные и строение подводной части [Кинг 1967; Ludwig e.a., 1968]. На шельфе Южной Африки обнаружены заполненные осадками глубокие (до 6 км) депрессии, представляющие продолжение межгорных наземных долин с отложениями мелового и третичного возраста. По-видимому, образование подводных прогибов на шельфе также произошло в конце мезозоя.

Подводная окраина атлантического типа у Азиатского материка развита в районе Индостана и Аравии (за исключением северо-восточного берега). Из них изучен лишь небольшой участок вдоль западного берега Индостана (Rao, 1967, 1970; Carde e.a., 1970; Harbison, Bassinger, 1970). На шельфе в районе Бомбея и к северу от него намечается серия разломов, по которым произошло опускание отдельных блоков с образованием депрессий, заполненных осадками. Крупный прогиб протягивается вдоль берега полуострова, захватывая при этом и прилегающую часть суши от района несколько южнее Бомбея до Камбейского залива. Отмечается продолжение меридиональных структур п-ова Катиавар к югу в пределы шельфа, а возможно, и далее по направлению к Мальдивскому хребту. На возможную связь последнего с горными сооружениями Индии указывалось и ранее [Кришнан, 1954]. В пределах материкового склона западнее Бомбея обнаружены многочисленные сбросы, по которым произошло раздробление и опускание края материка. Сейсмические данные указывают на то, что на дне Аравийской котловины близ материкового склона под осадками залегают породы, аналогичные траппам Индии. Если это так, то опускание здесь произошло, очевидно, после излияния траппов, т.е. в третичное время (после эоцене).

Суммируя имеющиеся данные о строении и развитии подводных окраин материков атлантического типа в пределах Индийского океана, можно отметить ряд характерных особенностей, присущих подводным окраинам материков и в других океанах [Белоусов, 1968; Drake, 1969; Vogt e.a., 1963]. В первую очередь их простое строение: обычно имеется две поверхности — шельф и материковый склон, которые местами деформированы или осложнены ступенями и плато, что связано с дифференцированными подвижками отдельных блоков материка. Судя по возрасту осадков, залегающих на поверхности таких блоков, возраст деформаций колеблется от мезозайского до четвертичного. Изучение погребенных структур шельфа имеет большое практическое значение, так как к ним приурочены морские месторождения нефти и газа.

Морфология и строение подводных окраин материков, расположенных в тропических районах, в значительной степени определяются процессами биогенного рельефообразования. Благодаря наличию коралловых рифов, особенно барьерных, на шельфе образуются гряды, которые, как плотины,

задерживают поступающие на дно осадки, что приводит к выравниванию шельфа [Эмери, 1971; Emery, 1968]. В Индийском океане подобные гряды имеются вдоль берега экваториальной Африки и в Красном море. На шельфах с признаками тектонического дробления роль подобных "плотин" играют глыбы, расположенные вдоль края шельфа.

Подводная окраина тихоокеанского типа развита в Индийском океане на севере Аравийского моря и в районе Зондской островной дуги. В первом случае она представлена альпийскими горными сооружениями, протянувшимися вдоль берега моря, а во втором — островной дугой. Формирование окраины материка на севере Аравийского моря началось с заложения альпийского геосинклинального прогиба на древней платформе [Тектоника Евразии, 1966]. Последующее заполнение прогиба осадками и складкообразование в третичное время привели к созданию системы параллельных горных цепей Мекран, южный склон которых уходит под воды моря. Рельеф материкового склона, а именно наличие узких продольных гряд, подтверждает это.

Другим примером возможной связи подводных и наземных структур являются хребет Меррея на дне Аравийского моря и хребты Киртар и Паб, разделенные долиной р. Хад, подходящие близко друг к другу в районе Карачи. Обращает на себя внимание то, что восточное окончание хребта Меррея и его продолжение в пределах материкового склона также представлены двумя положительными формами рельефа, разделенными узкой депрессией. Размеры и расстояние между указанными структурами суши и дна примерно одинаковы. Не совсем ясен вопрос о продолжении юго-западного окончания хребта Меррея. Метьюз включает этот хребет в зону разлома Оуэн, но не исключена связь данного хребта с хребтом Хаджар на северо-востоке Аравийского п-ова, относящегося к альпийскому складчатому поясу. В этом случае дно Оманской котловины оказывается как бы опущенным срединным массивом, который "обтекают" складчатые структуры. Оманская котловина лишена "гранитного" слоя, а мощность осадков здесь довольно велика — до 8 км. Следовательно, и по строению земной коры, и по структурному положению эта котловина может рассматриваться как аналог котловины Черного моря [Тектоника Евразии, 1966].

Зондская островная дуга входит в состав одного из наиболее сложных районов Земли — места соединения двух крупнейших подвижных поясов — Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского, расположенного большей частью в пределах Тихого океана. Поэтому, не рассматривая подробно сложную историю развития данного района, отметим, что в целом рост материка осуществлялся здесь за счет последовательного наращивания складчатых поясов относительно древнего Индосинийского массива [Тектоника Евразии, 1966]. Таким образом, район Зондской дуги представляет единственный для Индийского океана пример постепенного разрастания материка в сторону ложа океана и переработки последнего в результате развития геосинклинального процесса. Последний продолжается здесь и в настоящее время, о чем свидетельствуют морфология подводной части дуги, процессы современного осадкообразования, а также исключительно высокая сейсмическая и вулканическая активность.

Зондская островная дуга представляет восточное продолжение огромного Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) пояса, в пределах которого отмечается постепенная смена по простиранию кайнозойских складчатых структур современными геосинклиналями. В связи с этим особый интерес представляет Андаманское море — область перехода материковых структур в структуру островной дуги. О возможной связи альпийских структур Бирмы и Зондской дуги в общих чертах говорилось давно, но только подробные геолого-геофизические исследования, выполненные в Андаманском море в последние годы, позволили установить это достаточно точно [Постельников и др., 1964; Rodolfo, 1969; Weeks e.a., 1967; Peter e.a., 1966]. Большое значение при этом имели работы с сейсмопрофилографом, благодаря которым на шельфе под отложениями р. Иравади были обнаружены погребенные структуры, представляющие связующее звено между наземными структурами Бирмы и соответствующими структурами Зондской дуги. Внешний Андаманский хребет дуги является непосредственным продолжением Араканского хребта Бирмы; внутренний хребет, а вернее, вулканическая цепь Суматры и ее продолжение на дне Андаманского моря, переходят в вулканический хребет Пегу, расположенный в Центральной бирманской депрессии. Также имеет место соответствие и для отрицательных форм рельефа, а именно: Предараканского (Восточно-Пакистанского) прогиба и северного окончания Зондского желоба, межгорного желоба дуги и его северного продолжения, Андаманского желоба с западной частью Центральной бирманской впадины, а прогибов Восточной Суматры и восточной половины котловины Андаманского моря — с восточной частью Центральной бирманской впадины.

Рассматривая историю развития островной дуги в районе Андаманского моря, К. Родолфо [Rodolfo, 1969] предполагает, что в начале третичного периода на этом месте существовал желоб, в котором накапливались осадки, и лишь в конце миоцена — начале плиоцена образовалось поднятие — гряда на месте Андаманских и Никобарских островов, отделившая котловину Андаманского моря. Следует отметить, что время образования складчатых структур Бирмы и Индонезии также относится к третичному периоду [Тектоника Евразии, 1966; Ван-Беммелен, 1947].

Механизм образования островных дуг и сопряженных с ними желобов все еще остается до конца неясным. Приуроченность островных дуг к зоне перехода между материками и океанами, естественно, приводит к мысли о связи их образования с взаимодействием материковых и океанических плит. Обычно предполагается процесс пододвигания (или надвигания) одной плиты под другую. Образующаяся при этом наклонная поверхность разделя проявляет себя как зона очагов землетрясений, уходящая под материк на глубину до 700 км. Определение направления смещений в очагах землетрясений указывает на преобладание здесь сжатия, что согласуется с направлением движения плит [Balakina e.a., 1969; Sykes, 1968]. Глубоководный желоб представляет депрессию, расположенную на границе двух плит, в том месте, где океаническая плита уходит вниз под материковую [Malahoff, 1970]. Таким образом, краевые океанические желоба являются шовными структурами, расположенными

на границе двух различных плит. Обычно эти желоба рассматриваются как современные аналоги геосинклинальных прогибов. Зондский глубоководный желоб, расположенный прямо на продолжении Восточно-Пакистанского (Предараканского) кайнозойского геосинклинального прогиба, представляет в этом отношении наглядный пример.

Ложе Индийского океана имеет довольно сложное строение. Наиболее устойчивые части ложа, дно котловин, выделяются в качестве океанических платформ — талассократонов. Последние, по-видимому, имеют различный возраст, причем наиболее древние (допалеозойские?) располагаются в северо-восточной части океана, более молодые (мезозойские?) — в западной. В пределах ложа встречаются горные хребты и массивы, которые подразделяются на вулканические, глыбовые и складчато-глыбовые ("микроконтиненты") — асейсмические поднятия дна с плоской вершинной поверхностью, крутыми склонами, материковой корой и иногда наличием выходов материковых пород. Большинство исследователей рассматривают их как остатки древних материковых массивов. Поэтому при реконструкциях Гондваны они должны учитываться и размещаться между более крупными континентальными массивами. "Микроконтиненты", очень характерная для Индийского океана структура, редко встречаются в других океанах, что, по-видимому, связано с особенностями развития их котловин.

Среди глыбовых хребтов Индийского океана в первую очередь следует выделить меридиональные хребты северо-восточной части океана: Восточно-Индийский и Ланка, отличающиеся исключительной прямолинейностью и крутизной склонов, свидетельствующей об их сбросовом происхождении. Формирование этих хребтов сопровождалось вулканической деятельностью, о чем свидетельствует наличие излияний базальтов и вулканических форм рельефа — конических гор. Возраст излияний по данным калий-argonового метода составляет 60 млн. лет, что соответствует излияниям траппов Индии [Безруков и др., 1966; Кришнан, 1954].

Вулканические хребты образовались за счет излияний лав из трещин на дне океана. В одних случаях (южная половина Маскаренского хребта) это привело к созданию массивных сооружений, в других (Мальдивский хребет, Коморские острова) — более или менее слившихся рядов и цепочек вулканических гор. Иногда горы располагаются на общем основании (Кокосовый вал), а местами встречаются группы слившихся гор — вулканические массивы (Фаркуар).

В вопросе о том, каким путем шло образование котловины Индийского океана и ее основных морфоструктур, в настоящее время нет единства взглядов. Это в определенной степени связано с тем, что в природе встречаются факты, свидетельствующие о деятельности различных рельефообразующих процессов. Индийский океан в этом отношении, пожалуй, является наиболее характерным, так как в рельфе и строении его дна имеются черты, свойственные как Атлантическому, так и Тихому океанам, которые представляют два различных направления в развитии поверхности Земли. Поэтому развитие рельефа дна Индийского океана отличается сложностью и противоречивостью: здесь имеются признаки

раздвижения и расширения дна (в пределах срединно-океанических хребтов), и перемещения отдельных участков материковых платформ (Аравия и Африка), и значительных опусканий, сопровождавшихся как на-коплением мощных осадочных толщ (дно котловин вдоль восточного берега Африки), так и раздроблением материка на отдельные блоки (Западная Австралия), и разрастания материка за счет переработки дна океана в процессе геосинклинального развития (Зондская островная дуга и северная часть Аравийского моря). Решение вопроса о происхождении котловины Индийского океана и ее морфоструктур возможно лишь при учете и объяснении всех имеющихся фактов, для чего требуется создание новой синтетической гипотезы развития поверхности Земли. По-видимому, решающее значение при этом будет принадлежать геолого-геофизическим данным и материалам глубоководного бурения, однако сведения о рельефе дна также будут иметь существенное значение.

Экзогенные рельефообразующие процессы, преобразуя поверхность морфоструктур и первичного тектонического и вулканического рельефа дна котловин, создают не только разнообразные формы морфоскульптурного рельефа, но и крупные формы и поверхности, такие, как наклонные равнины и конусы выноса у подножия материковых склонов, поверхности абразионно-аккумулятивного выравнивания и др.

Широким развитием на дне Индийского океана пользуются подводные долины и каньоны. В Индийском океане они встречаются вдоль окраин всех материков, но их количество и размеры сильно меняются от места к месту. Наряду с большими каньонами, которых в Индийском океане насчитывается около десятка (Инд, Ганг, Тринкомали, Мартабан, Перт, Муррей, Тагела, Танганьика и др.), на материковых склонах имеется много небольших долин и борозд, однако встречаются склоны, лишенные подводных долин.

В расположении многих больших каньонов Индийского океана отмечается связь с большими реками: Инд, Ганг, Иравади (каньон Мартабан), Муррей, Рувума (каньон Танганьика) и др. Имеет место также связь каньонов и с небольшими речками, как, например, каньона Перт с р. Сван. Однако для последней установлено, что в третичное время она представляла устье крупной речной системы Западной Австралии [Von der Borch, 1968]. Некоторые каньоны находятся на продолжении тектонических разломов суши. Детальными работами это установлено для каньонов восточного берега Шри Ланка – Тринкомали и др. [Bush, Bush, 1969].

Кроме того, в размещении подводных долин Индийского океана намечается их приуроченность к тем участкам подводных окраин материков, у которых близко к берегу подходят древние (палеозойские или мезозойские) породы. Наиболее четко это заметно у подводной окраины Южной Австралии [Vonder Borch, 1968], но также намечается и для других материков: у восточного берега Индостанского п-ова, вокруг Шри Ланка, на востоке Аравийского п-ова, северо-востоке Африки.

Вопрос о происхождении подводных каньонов в свое время вызвал большую дискуссию и появление многочисленных гипотез их образова-

ния. В настоящее время выделяется несколько типов подводных каньонов и долин, имеющих различное происхождение [Shepard, Dill, 1966]. В Индийском океане отмечается большое разнообразие подводных каньонов и долин, начиная от крупных каньонов с многочисленными притоками и кончая небольшими долинами и бороздами. Крупные каньоны обычно приурочены к каким-то тектоническим структурам: разломам, сбросам, складкам и т.д. Это находит отражение в их морфологии: наличие прямолинейных участков, значительная крутизна склонов, резкие изменения направления и т.д. В последующем рельеф этих каньонов был преобразован экзогенными процессами: оползнями, супензионными потоками, осадконакоплением, течениями и пр.

Образование долин среднего размера обусловлено преимущественно деятельностью супензионных потоков, о чем наиболее убедительно свидетельствуют наличие прирусловых валов, меандры, слои грубозернистых осадков с градационной слоистостью и т.д. Мелкие борозды на илистых склонах перед устьями крупных рек образуются вследствие оползания самих осадков. Ледниковые троги антарктического шельфа были сформированы в результате эрозии дна ледниками, хотя заложение этих долин большей частью происходило вдоль разломов. В ряде случаев на шельфах сохранились субазральные долины, хотя большинство из них погребено осадками.

Говоря о возрасте подводных долин, следует учитывать, что их формирование продолжается и в настоящее время. Поэтому следует говорить о заложении или начале формирования долин. Большинство исследователей полагают, что периодом наиболее интенсивного формирования каньонов и долин был плейстоцен, когда во время оледенения происходили значительные понижения уровня океана, что резко увеличивало поступление обломочного материала на материковые склоны. Благодаря этому увеличивались размеры и возрастало количество образующихся оползней и супензионных потоков, с деятельностью которых было связано углубление подводных долин.

Наличие больших конусов выноса, расположенных на дне океанических котловин перед устьем большинства каньонов, указывает на то, что через них прошло огромное количество обломочного материала. Основываясь на подсчете объема конусов выноса и скорости осадкообразования, Г. Менард делает вывод о том, что образование каньонов произошло задолго до плейстоцена [Menard, 1960]. Данные по Индийскому океану показывают, что заложение некоторых долин произошло в нижнем мелу. Ф. Шепард полагает (и с этим можно согласиться), что формирование подводных каньонов и долин происходило в течение всего периода существования океанов, а не только в плейстоцене.

С деятельностью супензионных потоков связаны также значительные преобразования рельефа дна котловин Индийского океана, а именно образование огромных аккумулятивных равнин, называемых плоскими, субгоризонтальными или абиссальными. Большое количество геоморфологических и геологических данных убедительно показывает, что образование этих равнин связано главным образом с придонным перемещением осадочного материала супензионными потоками, об-

разующимися на материковых и островных склонах [Heezen 1963; Heezen, Laughton, 1963]. У подножия склонов эти потоки отлагают более грубый материал, образуя конусы выноса или наклонные равнины, которые с удалением от берега постепенно выполаживаются и переходят в плоские субгоризонтальные равнины. Последние постепенно продвигаются в центральную часть океана, погребая при этом первичный, сильно расчлененный рельеф. Многочисленные записи профилографа наглядно показывают, что под ровным дном котловин залегает наровная поверхность коренных пород [Ewing, Ewing, 1970].

О том, что образование аккумулятивных равнин на дне Индийского океана происходит за счет поступления обломочного материала главным образом с суши, свидетельствует приуроченность наиболее крупных равнин к тем участкам материков, в пределах которых происходит наиболее интенсивная денудация поверхности [Страхов, 1961]. Наоборот, там, где поступление материала с материка мало, аккумулятивные равнины на ложе океана имеют небольшие размеры. Последнее имеет место около Западной Австралии, характеризующейся аридным климатом.

Выравнивание подводного рельефа за счет сглаживания первичных неровностей происходит и при "нормальном" осадкообразовании за счет выпадения осадочного материала из всей водной толщи [Безруков, 1970]. Наиболее ярко это проявляется в районах с высокой биологической продуктивностью, в южных районах океана [Лисицын, 1961]. Благодаря обильному развитию диатомовых водорослей на дно океана здесь поступает огромное количество их створок, что обуславливает высокие скорости осадкообразования, а следовательно, и выравнивания дна. Наиболее ярко это проявляется на приподнятых участках дна, там, где отсутствуют суспензионные потоки. Даже поверхность срединного хребта покрыта здесь значительным покровом осадков, что отличает его от соседних участков Срединно-Индоокеанского хребта.

Интересны оценки объемов осадочного материала, поступившего на дно Индийского океана, по данным сейсмопрофилирования [Ewing e.a., 1969]. Самые большие объемы заключены в конусах выноса Ганга $7,23 \times 10^6 \text{ км}^3$ (34,2%), Инда $2,12 \times 10^6 \text{ км}^3$ (9,9%), аккумулятивных равнин близ Африки и Мадагаскара $4,81 \times 10^6 \text{ км}^3$ (22,6%) и близ Австралии $0,44 \times 10^6 \text{ км}^3$ (2,10%). На долю пелагического, т.е. органогенного, материала южной части океана приходится $2,85 \times 10^6 \text{ км}^3$ (13,4%) и на другие источники $3,75 \times 10^6 \text{ км}^3$ (17,6%). Общий объем неуплотненных осадков на дне Индийского океана (за исключением южных приантарктических котловин) по этим данным составляет $21,26 \times 10^6 \text{ км}^3$. Образование конусов выноса Ганга и Инда связано главным образом с денудацией Гималаев и наиболее интенсивно протекало после подъема этих гор, оно не было одновременным и в разных частях происходило с верхнего эоцена до нижнего миоцена [Тектоника Евразии, 1966].

Большое влияние на формирование подводного рельефа кроме суспензионных потоков оказывают придонные течения. Широко известно влияние приливо-отливных течений на поверхность дна в узких проливах, заливах и перед устьями крупных рек [Off, 1963]. В Индийском океане данный тип рельефа встречается на многих материковых шельфах:

Малаккском проливе, Камбейском заливе, около устьев рек Шаттэль-Араб, Ганг, Иравади и других, где он представлен узкими длинными грядами и ложбинами, песчаными валами, дюнами, знаками ряби и т.д.

В последнее время благодаря широкому развитию подводного фотографирования получены данные об активном воздействии на дно течений вплоть до самых больших глубин [Зенкевич, 1970; Deep-sea photography, 1967]. Установлено, что с деятельностью последних связано образование не только небольших форм (микрорельеф), но также крупных хребтов, валов и наклонных равнин [Schneider e.a., 1967]. Вполне вероятно, что и в Индийском океане образование наклонных равнин у подножия материкового склона Африки, так же как и в Атлантическом океане, происходит под воздействием придонных течений. О наличии последних свидетельствуют фотографии с большими знаками ряби течений, полученные на дне Мозамбикской котловины [Ewing e.a., 1968]. Многочисленные признаки рельефообразующего воздействия придонных течений имеются и в других частях Индийского океана, особенно на поднятиях дна — хребтах и горах.

Активное преобразование дна океана осуществляется донными животными, создающими своеобразный микрорельеф. Судя по многочисленным фотографиям, последний отличается значительным разнообразием. Широким развитием пользуются на дне Индийского океана железомарганцевые конкреции, местами покрывающие дно почти сплошным слоем. Образование конкреций связано в основном с химическими процессами, что и позволило назвать этот тип микрорельефа хемогенным. В южной части океана на антарктическом шельфе развит ледниковый тип рельефа, как аккумулятивный, так и эрозионный, связанный с непосредственным воздействием ледников на дно. В тропических районах формируется биогенный рельеф, представленный окаймляющими, барьерными, внутрилагунными рифами и атоллами.

На формирование подводных окраин материков большое влияние оказали колебания уровня Мирового океана, связанные с четвертичным оледенением. Максимальная глубина понижения уровня океана во время оледенения оценивается в 110—120 м [Марков, 1960; Леонтьев, 1970], но для шельфа Северной Австралии указывается величина в 200 м [Jongsma, 1970]. В результате огромные пространства шельфов подвергались интенсивному выравниванию в результате миграции береговой зоны, в пределах которой на глубинах около десяти—тридцати метров происходит активное воздействие ветрового волнения на дно [Лонгинов, 1951; Зенкович, 1962]. Образовавшаяся при этом поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания, так называемая прибрежная отмель, характеризуется небольшим уклоном в сторону ее внешнего края (брюки), представляющего более или менее резкий перегиб поверхности дна. В Индийском океане край этой уровенной поверхности большей частью совпадает с краем шельфа. Средняя глубина края шельфа Мирового океана составляет около 130 м [Shepard, 1963], поэтому значительные отклонения глубины края шельфа от этого значения могут указывать на вертикальные движения подводной окраины

материика. Естественно, при этом должны учитываться и другие данные, свидетельствующие о вертикальных движениях земной коры.

Таким образом, экзогенные рельефообразующие процессы оказывают активное воздействие на дно, приводя к созданию разнообразных форм рельефа. Во многих случаях первичный рельеф при этом претерпевает значительные изменения. Подобное происходит при выравнивании дна котловин и материковых склонов за счет осадконакопления, образования на вершинах гор и хребтов "шапок" коралловых известняков, отложения на хребтах и горных массивах мощных толщ фораминиферовых илов, создания обширных поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания и участков эрозионно-аккумулятивного рельефа и т.д. И все же формирование наиболее крупных черт рельефа связано с эндогенными процессами, которые определили особенности строения самой котловины океана и ее наиболее крупных черт.

ЛИТЕРАТУРА

- Агапова Г.В. Зависимость между углами наклона дна и величинами эффективных коэффициентов отражения звука. — Океанология, 1968а, 8, вып. 1.
- Агапова Г.В. Морфометрические методы анализа подводного рельефа: Автореф. канд. дис. М., 1968г.
- Агапова Г.В., Гайнанов А.Г., Калинина Е.П., Стровев П.А. Статистические характеристики некоторых морских геофизических профилей. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1969. Вып. 4.
- Агапова Г.В., Канаев В.Ф. Опыт статистической обработки данных по рельефу дна во 2-м рейсе нис "Академик Курчатов". — Океанология, 1969, вып. 4.
- Аксенов А.А., Удинцев Г.Б. Экспедиция "Витязь" и "Академика Курчатова". — Вестн. АН СССР, 1967, № 10.
- Атлас Антарктики. М.; Л., 1966. Т. I.
- Атлас Мира. М.: ГУГК, 1954.
- Атлас Сахалинской области, Геоморфологическая карта Охотского моря. Сост. В.Ф. Канаев, О.К. Леонтьев, Г.Б. Удинцев. М.: ГУГК, 1967.
- Баранов В.И., Кузьмина Л.А. Скорость отложения илов Индийского океана. — Геохимия, 1958, № 2.
- Башенина Н.В., Леонтьев О.К. и др. О генетической классификации рельефа и принципах крупномасштабного геоморфологического картографирования. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1958, № 1.
- Безруков П.Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. — Океанол. исслед., 1961а, № 4.
- Безруков П.Л. Исследования Индийского океана в 33-м рейсе э/с "Витязь". — Океанология, 1961б, 1, вып. 4.
- Безруков П.Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. — Океанология, 1962а, 2, вып. 1.
- Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. — Тр. Океаногр. комиссии, 1962б, 10, вып. 3.
- Безруков П.Л. Исследования "Витязь" по программе Международной индоокеанской экспедиции. — Вестн. АН СССР, 1963а, № 8.
- Безруков П.Л. Исследования Индийского океана в 35-рейсе э/с "Витязь". — Океанология, 1963б, 3, вып. 3.
- Безруков П.Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1964а, 64.
- Безруков П.Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. — Океанол. исслед., 1964б, № 4.
- Безруков П.Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. — В кн.: Тихий океан, М.: Наука, 1970, Т. VI, кн. 2.
- Безруков П.Л., Бойченко И.Г., Живаго А.В. и др. Новые данные о закономерностях строения подводного рельефа. — Докл. АН СССР, 1957, 116, № 5.
- Безруков П.Л., Затонский Л.К., Сергеев И.В. Гора Афанасия Никитина в Индийском океане. — Докл. АН СССР, 1961а, 139, № 1.

- Безруков П.П., Канаев В.Ф.* Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1963, 153, № 4.
- Безруков П.П., Крылов А.Я., Чернышева В.И.* Петрография и абсолютный возраст базальтов со дна Индийского океана. — Океанология, 1966, 6, вып. 2.
- Безруков П.П., Лисицын А.П., Петелин В.П., Скорнякова Н.С.* Карта донных осадков Мирового океана. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961б.
- Безруков П.П., Мурдмаа И.О.* Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
- Белоусов В.В.* Об одной гипотезе развития океанов. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1970, 45, вып. 4.
- Белоусов И.М.* 31-й рейс "Витязя". — Океанология, 1961, 1, вып. 2.
- Белоусов И.М.* Батиметрическая карта северо-западной части Индийского океана. — Океанол. исслед., 1965, № 13.
- Белоусов И.М., Канаев В.Ф., Марова Н.А.* Геоморфология дна северной части Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1964, 155, № 5.
- Белоусов И.М., Козлов Н.М., Ямпольский А.Л.* О новой методике статистической обработки материалов промера морского дна. — Океанология, 1965, 5, вып. 1.
- Береснев А.Ф.* Геоморфология дна моря Дейвиса. — Океанол. исслед., 1962, № 5.
- Богоров Г.В., Ильин А.В., Индиченко И.Г.* Применение стереофотограмметрического метода при изучении микрорельефа дна Индийского океана. — Геоморфология, 1970, № 1.
- Борисевич Д.В.* Универсальная легенда для геоморфологических карт. — Землеведение. Нов. сер., 1950, 3 (43).
- Буданова Л.Я., Затонский Л.К., Ларина Н.И., Марова Н.А.* К вопросу о методике составления батиметрических карт. — Труды Ин-та океанолог., 1960, 44.
- Буллард Э.* Происхождение океанов. — В кн.: Океанология. М.: Мир, 1971.
- Валло К.* Общая география морей. М.; Л., 1948.
- Ван-Беммелен Р.В.* Геология Индонезии. М.: ИЛ, 1947.
- Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. М.; Л., 1925.
- Венинг-Мейнс Ф.А.* Гравиметрические наблюдения на море. Теория и практика. М., 1940.
- Верхбицкий Е.В., Исавев Е.Н., Шрейдер А.А.* Связь магнитной неоднородности со строением дна северо-западной части Индийского океана. — Океанология, 1968, 8, вып. 6.
- Виноградов А.П.* Геохимические проблемы в эволюции океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. Второй океаногр. конгресс. М., 1968.
- Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В.* и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 10.
- Волков Н.М.* Принципы и методы картометрии. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
- Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965.
- Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Строев П.А.* — Некоторые новые данные о глубинном строении земной коры переходных областей от океанов к материкам. — В кн.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1970. Вып. 5.
- Гайнанов А.Г., Свищунов Ю.И., Строев П.А., Шрейдер А.А.* Обзор комплексных геофизических исследований строения земной коры Индийского океана. — В кн.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1970. Вып. 5.
- Гайнанов А.Г., Строев П.А.* Некоторые черты строения земной коры в Красном море, Аденском заливе и северо-западной части Индийского океана. — Вестн. МГУ, 1967а, № 6.
- Гайнанов А.Г., Строев П.А.* Гравитационное поле и мощность земной коры северо-западной части Индийского океана. — В кн.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1967б. Вып. 3.

Генешин Г.С. Проблемы геоморфологического картирования и картирования четвертичных отложений. Доклад на соискание уч. степени доктора геогр. наук. ВСЕГЕИ. Л., 1966.

Геоморфологическая карта СССР: Масштаб 1 : 4 000 000. М.: ГУГК, Ин-т географии АН СССР, МГУ, 1960.

Геоморфологическая карта СССР: Масштаб 1 : 5 000 000. МГ и ОН СССР (ВСЕГЕИ), 1961.

Герасимов И.П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. М.; Л., 1946.

Гилчер А. Коралловые рифы и лагуны островов Майотта, Коморский архипелаг в Индийском океане и Новая Кaledония в Тихом океане. Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969.

Гладун В.А., Капцова Й.Л. Гравиметрические работы в 40-м и 41-м рейсах нис "Витязь". — В кн.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1970. Вып. 5.

Гончаров В.П. Отчет геоморфологического отряда. Отчет о работах в 40-м рейсе нис "Витязь". Архив ИОАН, 1967. Т. 1.

Грушинский Н.П. Гравиметрические определения в Антарктике. — Геофиз. бюл., 1970, № 21.

Гуттенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., 1948.

Данные по рельефу дна, полученные в 1-м антарктическом рейсе экспедиционного судна "Обь". М.: Ин-т океанол. и Ин-т географ. АН СССР, 1960.

Данные по рельефу дна, полученные во 2-м антарктическом рейсе дизель-электрохода "Обь". М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1963а.

Данные по рельефу дна, полученные в 33-м рейсе экспедиционного судна Института океанологии АН СССР "Витязь" в 1960—1961 гг. Под ред. Л.К. Затонского. Ин-т океанол. АН СССР. М., 1963б.

Данные по рельефу дна, полученные в 35-м рейсе исследовательского судна Института океанологии АН СССР "Витязь" в 1962 г. Под ред. В.Ф. Канаева. М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1964.

Данные по рельефу дна, полученные в 36-м рейсе исследовательского судна Института океанологии АН СССР "Витязь" в 1964—1965 гг. Под ред. В.Ф. Канаева. М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1965.

Девдариани А.С. Геоморфологическая карта мира, 1956.

Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., 1967.

Деменицкая Р.М., Карасик А.М., Трубятчинский Н.Н. Аномальное магнитное поле основных океанических структур. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Доклады советских геологов. Геологические результаты прикладной геофизики. М., 1968.

Дзенс-Литовский А.И. Дельты морских проливов. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1965, 89, № 2.

Дмитриев Л.В. Петрохимия интрузивных пород рифтовых долин Индийского океана. Второй Междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докл. М., 1966.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., 1957.

Евтеев С.А. Рельефообразующая деятельность ледникового покрова восточного побережья Антарктиды. — Информацион. бюл. Советской Антаркт. экспедиции, 1959, № 12.

Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды: Результаты исслед. по программе МГГ. — Гляциология, 1964, № 12.

Ермолов В.В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной геологической съемке северных районов. — Тр. НИИ геологии Арктики, 1958, 83.

Живаго А.В. Геоморфологические исследования. — Тр. Советской антаркт. экспедиции. Л., 1960а, 7.

Живаго А.В. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана. — В кн.: Морская геология. Междунар. геол. конгр., 21 сессия. Доклады советских геологов. М., 1960б.

Живаго А.В. Морские геолого-геоморфологические исследования. — Тр. Советской антаркт. экспедиции, 1961, 19.

- Живаго А.В., Лисицын А.П.* Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1957, № 1.
- Живаго А.В., Лисицын А.П.* Рельеф дна и осадки Южного океана. Первая конф. по изучению морской фауны Антарктиды: Тезисы докладов. — Информац. бюл. Советской антарктич. экспедиции, 1958, № 3.
- Живаго А.В., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Новые карты рельефа дна океанов и проблемы морской геоморфологии в СССР. — В кн.: Современная география. М., 1964.
- Живаго А.В. и др.* — Новая карта рельефа дна южной части Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 2.
- Заклинский Г.В.* О глубинной циркуляции вод Индийского океана. — Океанология, 1963, 3, вып. 4.
- Затонский Л.К.* Новые данные о рельефе дна Индийского океана. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1964, 64.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Океанол. исслед. М., 1961.
- Зенкевич Н.Л.* Фотокамеры для съемки дна на больших глубинах. — В кн.: Методика морских геологических исследований. Тр. Ин-та океанол., 1960, 44.
- Зенкевич Н.Л.* Рельеф дна. — В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., 1961.
- Зенкевич Н.Л.* Атлас фотографий дна Тихого океана. М., 1970.
- Зенкович В.Л.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Значко-Яворский Г.А., Равич М.Г.* Рельеф дна и условия формирования донных осадков восточно-антарктических морей. — Тр. Советской антарктич. экспедиции, 1968, 38.
- Иванов М.М.* Работа немагнитного э/с "Заря" в период МГГ. — Бюл. Океаногр. комиссии при Президиуме АН СССР, 1961, № 8.
- Иванов М.М.* Магнитная съемка океанов. МГГ. — Геомагнетизм, 1966, № 7.
- Ильин А.В.* Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. — В кн.: Океанолог. исследования. Условия седиментации в Атлантическом океане. М., 1971, № 21.
- Индийский океан (карта)*: Масштаб 1 : 10 000 000. М.: НРКЧ ГУГК, 1956.
- Индийский океан (карта)*: Масштаб 1 : 15 000 000. М.: ГУГК СССР, 1963.
- Канаев В.Ф.* Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана. Геология дна океанов и морей. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. М., 1964.
- Канаев В.Ф.* Индийский океан. Новая географическая карта. — Океанология, 1965, 5, вып. 4.
- Канаев В.Ф.* Рельеф дна Индийского океана. — В кн.: Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М.: Наука, 1967.
- Канаев В.Ф.* "Академик Курчатов" в Индийском океане. — Земля и Вселенная, 1968, № 5.
- Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Изучение подводного рельефа в океанографических экспедициях. — Тр. Ин-та океанол., 1960, 44.
- Канаев В.Ф., Марова Н.А.* Батиметрическая карта северной части Индийского океана. — Океанол. исслед., 1965, № 13.
- Канаев В.Ф., Михайлов О.В.* Новые данные о рельефе рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта. — Докл. АН СССР, 1969, 189, № 6.
- Канаев В.Ф., Зенкевич Н.Л.* Фотоглаз в глубинах океана. — Земля и Вселенная, 1970, № 4.
- Канаев В.Ф., Нейман В.Г.* Изучение Индийского океана: Симпозиум в Индии. — Вестн. АН, 1971, № 7.
- Кинг Л.* Морфология Земли: Изучение и синтез сведений о рельефе Земли. М.: Прогресс, 1967.
- Кобленц Я.П.* Современное состояние картографирования Антарктики. — Тр. Советской антарктич. экспедиции, 1964, 31.
- Ковылин В.И.* Результаты сейсмоакустических исследований в районе Яванского глубоководного желоба. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.

Ковылин В.М. Новые данные о мощности донных отложений Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1961, 136, *924—926.

Коган С.Д., Пасечник И.П., Султанов Д.Д. Сейсмичность и строение земной коры. — Атлас Антарктики, 1969, Т. II.

Коржинский Д.С. Проблема спилитов и гипотеза трансвалоризаций в свете новых океанологических и вулканологических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9.

Корт В.Г. Третья морская экспедиция на д/з "Обь". — Тр. Советской антарктической экспедиции, 1961, 19.

Корякин Е.Д., Строев П.А., Фролов А.И. Результаты гравиметрических исследований на Земле Эндерби (Восточная Антарктида). — В кн.: Морские гравиметры, исследования. Изд-во МГУ, 1970. Вып. 5.

Криволуцкий А.Е., Леонтьев О.К., Спиридовонов А.И. Дискуссионные вопросы планетарной геоморфологии. — Вестн. МГУ, 1969, № 1.

Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М., 1954.

Кропоткин П.Н., Люстик Е.Н., Повало-Швейковская Н.Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники: Очерк по гравиметрии зарубежных стран. М.: Изд-во МГУ, 1958.

Кучеров И.П. Новые данные по картографии Антарктиды. М., 1956.

Кучеров И.П. Советские морские карты Антарктиды. — Информац. бюл. Советской антарктической экспедиции, 1961, № 31.

Лангсет М.Г. Измерение теплового потока вдоль системы срединно-океанических хребтов. — В кн.: Система рифтов Земли. М., 1970.

Леонов Г.П. Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов, Гондвана, Сб. Междунар. геол. конгресса, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9. М., 1964.

Леонтьев О.К. Краткий курс морской геологии. Изд-во МГУ, 1963.

Леонтьев О.К. Срединно-океанические хребты и неотектоника. — Вестн. МГУ, 1967, № 6.

Леонтьев О.К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое—кайнозое. — Океанология, 1970, 10, вып. 2.

Леонтьев О.К., Удинцева О.Б. Площади основных морфоструктурных элементов дна океана. — Вестн. МГУ, 1971, № 2.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. Тр. совещания 24—27 мая 1960 г. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Лисицын А.П., Живаго А.В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 2, сообщ. 1.

Лисянская Л.Б. Геоморфология и морфометрические характеристики участка Аравийско-Индийского хребта. — Океанол. исслед., 1968, № 19.

Лонгинов В.В. О роли придонных компенсационных течений в движении материала на подводном береговом склоне. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 2.

Мальцев В.Н. Открытие подводного поднятия океанического дна в Индийском океане. — Информац. бюл. Советской антарктической экспедиции, 1959, № 4.

Марков К.К. О геоморфологической карте. — Геологич. вестн., 1929, 7, вып. 1—3.

Марков К.К. Методика составления геоморфологических карт. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР. Проблемы геоморфологии, 1948, вып. 39.

Марков К.К. Палеогеография. Изд-во МГУ, 1960.

Марова Н.А. Рельеф дна Индийского океана в районе Яванского желоба. — Океанология, 1966, 6, вып. 3.

Материалы океанологических исследований. Рельеф дна. 31-й рейс, экспедиционное судно "Витязь". Под ред. И.М. Белоусова. М.: Междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР, 1962.

Материалы океанографических исследований. Рельеф дна. Экспедиционное судно "Обь" 1957/58 гг. М.: Междудв. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР, 1964.

Мишарина Л.А. О напряжениях в очагах землетрясений Атлантического океана. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 10.

Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1961, 1963, 1967. Вып. 1—3.

Морской атлас. М.: Главный Военно-Морской штаб ВМФ СССР, 1950, 1953. Т: I, II.

Нейман А.А. Некоторые данные о количественном распределении бентоса на шельфе побережий Австралии. — Океанология, 1965, 5, вып. 1.

Непрочнов Ю.П. Мощность осадков котловины Аравийского моря. — Докл. АН СССР, 1961, 139, № 1.

Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования земной коры и верхней мантии различных структур океана. Автореф. докт. дис. М., 1970.

Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Холопов Б.В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36-м рейсе экспедиционного судна "Витязь". — Докл. АН СССР, 1967, 174, № 2.

Непрочнов Ю.П., Ковылин В.М., Ельников И.Н. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в Индийском океане в совместной экспедиции исследовательских судов "Академик Курчатов" и "Витязь". — Докл. АН СССР, 1969, 185, № 4.

Непрочнов Ю.П., Ковылин В.И., Михно М.Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане. XXII сессия Междунар. геол. конгресса. Доклады советских геологов. Геология дна морей и океанов, 1964.

Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Применение сейсмоакустических радиобуев для изучения строения земной коры в Индийском океане. — Океанология, 1963, 3, вып. 1.

Нудельман А.В. Советские экспедиции в Антарктику 1955—1959 гг. М., 1959.

Нудельман А.В. Советские экспедиции в Антарктику 1958—1960 гг. М., 1960.

Постельников Е.С., Затонский Л.К., Ефремова Р.А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. — Тр. ГИН. М., 1964, вып. 108.

Рэйтт Р.У. Сейсмические исследования методом преломленных волн в районе Индонезийской островной дуги. Второй Междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докладов. М., 1966.

Розанова Т.В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971.

Рыкачев М. Новейшие исследования океанов с приложением карты рельефа дна океанов и морей. СПб, 1881.

Рыкунов Л.Н. Непосредственные сейсмологические наблюдения на дне морей и океанов. — Геофиз. бюл., 1970, № 21.

Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Донный сейсмограф. — Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли, 1967, № 8.

Сваричевская З.А. Легенда для геоморфологической карты крупного масштаба. Л., 1937.

Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М., 1952.

Старик И.Е., Жарков А.П. Скорость осадконакопления в Индийском океане по данным радиоуглеродного метода. — Докл. АН СССР, 1961, 136, 203—205.

Старик И.Е., Кузнецов Ю.В., Гращенко С.М., Френклихи М.С. К вопросу об иониеметоде определения возраста морских осадков. — Геохимия, 1958, № 1.

Степанов В.Н. Размеры основных частей океанов и морей. Бюл. Океаногр. комиссии АН СССР, 1959, № 3.

Страхов Н.М. (ред.) Современные осадки морей и океанов. М., 1961.

Строев П.А., Гайнанов А.Г. О строении земной коры Индийского океана по данным геофизических исследований. — Океанология, 1965, 5, вып. 4.

Строев П.А., Фролов А.Н. Некоторые черты строения земной коры в переходной зоне Земли Королевы Мод. — Антарктика, 1969.

- Сысоев Н.Н. Международная океанологическая экспедиция в Индийском океане. — Геофиз. бюл., 1963, вып. 13.
- Тейкерт К. Австралия и Гондвана: Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965.
- Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии: Масштаб 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1966.
- Трешников А.Ф. Карта рельефа Антарктики. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1962, № 10.
- Трешников А.Ф. Морфологический очерк окраинных морей Антарктики. Л., 1963.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. — Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.
- Удинцев Г.Б. 36-й рейс научно-исследовательского судна "Витязь". — Океанология, 1965б, 5, вып. 6.
- Удинцев Г.Б. Новые данные о строении дна Индийского океана. — Океанология, 1965б, 5, вып. 6.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна. — В кн.: Развитие наук о Земле. М.: Наука, 1967.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна океана. Основные проблемы океанологии. Второй Междунар. океаногр. конгресс. М., 30 мая — 9 июня 1966 г., 1968.
- Удинцев Г.Б. О структуре рифтовой зоны Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1969, 185, № 4.
- Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Береснев А.Ф. и др. Новая батиметрическая карта Тихого океана. — Океанол. исслед., 1968, № 9.
- Удинцев Г.Б., Чернышева В.И. Образцы пород мантии из рифтовой зоны Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1965, 165, № 5.
- Удинцев Г.Б., Чернышева В.И., Дмитриев Л.В. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана, ее место в мировой системе рифтов и значение для понимания процессов, протекающих в верхней мантии Земли. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М.: Наука, 1970, № 7.
- Физико-географический атлас мира. М., 1964.
- Фишер Р.Л. Срединный хребет на юге центральной части Индийского океана. — В кн.: Система рифтов Земли. М., 1970.
- Фишер Р.Л., Джонсон Дж.Л., Хизен Б.С. Простиранье основных структур дна в западной части центрального района Индийского океана. Второй Междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докладов. М., 1966.
- Фролов А.И., Стравин П.А., Корякин Е.Д. Гравитационное поле и строение земной коры Земли Уилкса и Земли Виктории (Вост. Антарктида). — В кн.: Морские гравиметр. исследования. Изд-во МГУ, 1970. Вып. 5.
- Фурмарь П. Проблемы дрейфа континентов. М.: Мир, 1971.
- Хайн В.Е. Геотектоника. — В кн.: Развитие наук о Земле. М.: Наука, 1967.
- Хайн В.Е. Происходит ли научная революция в геологии? — Природа, 1970, № 1.
- Хайн В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., 1971.
- Хайн В.Е., Милановский Е.Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. II. Типы мегарельефа переходных областей и океанов. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1956, 31, № 4.
- Ченцов В.Н. Морфометрические показатели на геоморфологической карте мелкого масштаба. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР. Проблемы геоморфологии, 1948, вып. 39.
- Чернышева В.И., Безруков П.Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского хребта. — Докл. АН СССР, 1966, 166, № 4.
- Шокальский Ю. Океанография, 1917.
- Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9. М., 1964.
- Эмери К.О. Континентальные шельфы. — В кн.: Океан. М.: Мир, 1971.
- Энгель А.Е. Дж., Энгель Ц.Г. Горные породы дна океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М., 1968.
- Admiralty Marine Science publications, N 4. Bathymetric, magnetic and gravity investigations, H.M.S. "Owen", 1961—1962, 1963.

Admiralty Marine Science publications, N 8. IIOE, Bathymetric and magnetic investigations, H.M.S. "Dalrymple", 1961-1962 and 1962-1963; 1966a.

Admiralty Marine Science publications, N 9. Bathymetric, magnetic and gravity investigations, H.M.S. "Owen", 1962-1963, 1966b.

Allan T.D. Magnetic and gravity fields over the Red Sea. — Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, 267, N 1181.

Audley-Charles M.G. The age of the Timor Trough. — Deep-Sea Res., 1966, 13, N 4.

Baker D.H., Miller J.A. Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian sea. — Nature, 1963, 199, N 4891.

Balakina L.M., Misharina L.A., Shikorova E.I., Vvedenskaya A.V. The field of elastic stresses associated with earthquakes in the Earth's crust and upper mantle. Geophys. Mongr. 13. (Ed.), T. Hart Pembroke. Washington, D.C., 1969.

Band N.D. Submarine canyons off the Natal Coast. — South Afr. Geogr. J., Dec. 1968, 50.

Barazangi M., Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA, coast and geodetic survey, epicenter data, 1961-1967. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, 59, N 1.

Barker P.F. Deep-sea soundings USA. "Enterprise". N.Y., 1892.

Barker P.F. A reconnaissance survey of the Murray ridge. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1966, 259, 187-197.

Bencker H. Report concerning the preparation of the third edition of the general bathymetric chart of the oceans. — Intern. Hydrogr. Rev., 1953, 30, N 1.

Bergh H.W. Sea floor spreading in the southwest Indian ocean. — J. Geophys. Res., 1971, 76, N 26.

Berthois L., Schlich R., Patriat Ph. Ocean Indien, carte Bathymétrique. 4^e éd., 6 Feuille, 1970.

Borch C.C. von der. Southern Australian submarine canyons; their distribution and ages. — Mar. Geol., 1968, 6, N 4.

Borch C.C. von der, Conolly J.R., Dietz R.S. Sedimentation and structure of the continental margin in the vicinity of the Otway Basin. — S. Australia Mar. Geol., 1970, 8, 59-83.

Bowin C.O., Vogt P.R. Magnetic lineation between Carlsberg ridge and Seychelles bank, Indian ocean. — J. Geophys. Res., 1966, 71, N 10.

Brennecke W. Die Ergebnisse der Tiefsee Iotungen. Forschungsreise S.M.S. Planet, 1906-07. 1909, 3, 21-47.

Bullard E.C. The origin of the oceans. — Sci. Amer., 1967, 221, 66-75.

Bunce E.T., Bowin C.O., Chase R.L. Preliminary results of the 1964, cruise of R.V. "Chain" in the Indian ocean. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1966, 259, 218-226.

Bunce E.T., Langseth M.G., Chase R.L., Ewing M. Structure of the Western Somali Basin. — J. Geophys. Res., 1967, 72, 10.

Bungenstock H. von, Closs H., Hinz K. Seismische Untersuchungen im nordlichen Teil des Arabischen Meeres (Gulf of Oman). — Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochem., 1966, N 4.

Burns R.E. Sea bottom heat-flow measurements in the Andaman sea. — J. Geophys. Res., 1964, 69, N 22.

Bush S.A., Bush P.A. Trincomalee and associated canyons, Ceylon. — Deep-Sea Res., 1969, 16, 655-660.

Cameron R.L. The Vanderford submarine valley. Vincennes bay, Antarctica. — Antarct. Res. Ser., 1965, 6.

Cann J.R., Vine F.J. An area on the crest of the Carlsberg ridge: petrology and magnetic survey. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1966, 259, 1099.

Carrigy M.A., Fairbridge R.W. Recent sedimentation, physiography and structure of the continental shelves Western Australia. — J. Roy. Soc. W. Australia, 1954, 38.

Carte générale bathymétrique des océans, Feuille AIV, AIII, B IV, BIII. Monaco, 1938-1954.

Closs H., Hinz K. Refraction seismic measurement in the Arabian Sea. — Proc. Symp. "Upper Mantle Project". Hyderabad, 1967.

Conolly J.R., Flavelle A., Dietz R.S. Continental margin of the Great Australian Bight. — Mar. Geol., 1970, 8, 31-58.

Conolly J.R., Von der Borch C.C. Sedimentation and physiography of the sea floor South of Australia. — *Sediment. Geol.*, 1967, 1(2), 181–220.

Cruise narrative and scientific results, IIOE, USC and GSC Pioneer — 1964, 1966, 1. Deep-sea photography/ Ed. J.B. Hersey. Baltimore, 1967.

Degens E.T., Ross D.A. Hot brines and resent heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y., 1969.

Department Geodesy Geophysics. R.R.S. "Discovery"—Cruise 2. Bathymetric and magnetic results. JJOE, 1963. Cambridge Univ., 1964.

Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 14.

Dietz R.S. Wave-base, marine profile of equilibrium, and wavebuilt terraces: a critical appraisal. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, 74, N 8.

Dietz R., Sprell W. Fit between Africa and Antarktika: a continental drift reconstruction. — *Science*, 1970, 167, 1612–1614.

Drake C.L. Continental margins in the Earth's crust and upper mantle. *Geophys. Monogr.* 13. Washington, D.C., 1969.

Drake C.L., Girdler R.W. A geophysical study of the Red Sea. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1964, 8 (5), 473–495.

Emery K.O. Sediments and water of Persian Gulf. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1956, 40, N 10.

Emery K.O. Sediments of Gulf Aqaba (Eilat). — In: *Papers in Marine Geology. Shepard Commemorative Volume/* (Ed.). R.U. Miller. New York; London, 1964.

Emery K.O. Relict sediments on continental shelves of World. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1968, 52, N 3.

Emery K.O. Continental margins of the world. — SCOR Symp. "Geology of the East Atlantic Continental Margin", Mar. 23–26, 1970.

Engel C.G., Fisher R.L. Lherzolite, anorthosite, gabbro, and basalt dredged from the Mid-Indian ocean ridge. — *Science*, 1969, 166, 1136–1141.

Engel C.G., Fisher R.L., Engel A.E.J. Igneous rocks of the Indian ocean floor. — *Science*, 1965, 160, N 3696.

Ewing J., Ewing M. Seismic reflection. — In: *The sea*. 1970, 4.

Ewing M., Aitken T., Eittreim S. Giant ripples in the Madagascar basin, abstract. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1968, 49, 218.

Ewing M., Eittreim S., Truchan M., Ewing J.I. Sediment distribution in the Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1969, 16, 231–248.

Ewing M., Heezen B.C. Continuity of mid-oceanic ridge and rift valley in Southwestern Indian Ocean confirmed. — *Science*, 1960, 131, 1677–1679.

Fairbridge R.W. The Sahul Shelf, northern Australia: its structure and geological relationships — *J. Roy. Soc. W. Australia*, 1953, 37, 1–33.

Fairbridge R.W. The Indian ocean and the status of Gondwanaland. — In: *Progress in oceanography*, 1965, 3.

Fairhead J.D., Girdler R.W. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, 267, N 1181.

Falcon H.L., Gass I.G., Girdler R.W., Laughton A.S. A discussion on the structure and evolution of the Red Sea and the nature of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopia Rift junction. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, 267, N 1181.

Farguharson W.I. Soundings, the John Murray Expedition. — *Sci. Repts.* 1, 2, Brit. Mus. (Natur. Hist.), 1936.

Fisher R.L., Engel C.G., Hilde T.W.C. Basalts dredged from the Amirante ridge, western Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1968, 15, 521–524.

Fisher R.L., Johnson G.L., Heezen B.C. Mascarene plateau, Western Indian Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, 78, 10.

Fisher R.L., Slater J.G., Mckenzie D.P. Evolution of the Central Indian ridge, western Indian Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, 82, 553–562.

Francis T.J.G., Davies D., Hill M.N. Crustal structure between Kenya and the Seychelles. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1966, 259, 240–261.

Francis T.J.G., Raitt R.W. Seismic refraction measurements in the southern Indian Ocean. — *J. Geophys. Res.*, 1967, 72, 12.

- Francis T.J.G., Shor G.G., Jr.* Seismic refraction measurements in the Northwest Indian Ocean. — *J. Geophys. Res.*, 1966, **71**, N 2.
- Garde S.C., Rastogi B.K., Gupta C.P.* Magnetic anomalies and subshelf geologic structure off the Bombay coast (India). — *Mar. Geol.*, 1970, **9**, N 5.
- Gardiner J.S.* Description of the expedition. Pt 2. Mauritius to Seychelles. — *Trans. Linn. Soc. London, Ser. 2. Zool.*, 1907, **12** (9).
- Gaskell T.F., Ashton W.* H.M.S. "Challenger's" world voyage 1950–52. Pt 2. Indian Ocean and Mediterranean and techniques of measurement. — *Intern. Hydrogr. Rev.*, 1954, **31**, N 1.
- Gaskell T.F., Hill M.N., Swallow J.* Seismic measurements made by H.M.S. "Challenger" in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans and the Mediterranean sea: 1950–53. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 1958, **988**, 23–83.
- General report of the participation of Japan in the International Indian Ocean Expedition. — *Rec. Oceanogr. Works Jap.*, 1966, **8**, N 2.
- General bathymetric chart of the Oceans. 3rd edition, sheets A III, A IV, A' III, A' IV, B' III, B' IV (Indian Ocean), 1938–1954.
- Girdler R.W.* A review of Red Sea heat flow. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, **267**, N 1181.
- Girdler R.W., Harrison J.C.* Submarine gravity measurements in the Atlantic Ocean, Indian Ocean, Red Sea, and Mediterranean Sea. — *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, 1957, **239**, N 1217.
- Goldberg E.D., Koide M.* Rates of sediment accumulation in the Indian Ocean. — In: *Earth science and Meteoritics*. Amsterdam: North-Holland Publ. Co., 1963, p. 90–102.
- Graham K.W.T., Hales A.L.* Surface ship gravity measurements in the Agulhas Bank area, south of South Africa. — *J. Geophys. Res.*, 1965, **70**, N 16.
- Greve S.V.* Echo soundings and analysis of the results. DANA Rept. London: Oxford Univ. Press, 1939, III, N 14, 1–25.
- Groll M.* Tiefenkarten der Ozeane. Veröff. Inst. Meereskunde. Berlin, 1912.
- Hall G.P.D.* Survey of a newly discovered feature (Genista bank) off the Arabian coast. — *Deep-Sea Res.*, 1954, **2**, N 1.
- Hall G.P.D.* Hallbank — a new tablmount in Mozambique channel. — *Intern. Hydrogr. Rev.*, 1961, **XLIV**, N 1.
- Harbison R.N., Bassinger B.G.* Seismic refraction and magnetic study off Bombay, India. — *Geophysics*, 1970, **35**, N 4.
- Hawkins L.V., Hennion J.F., Nafe J.E., Doyle H.A.* Marine seismic refraction studies on the continental margin to the south Australia. — *Deep-Sea Res.*, 1965, **12**, (4), 479–495.
- Hawkins L.V., Hennion J.F., Nafe J.E., Thyer R.F.* Geophysical investigations in the area of the Perth basin, Western Australia. — *Geophysics*, 1965, XXX, N 6.
- Hayter P.J.D.* The Ganges and Indus submarine canyons. — *Deep-Sea Res.*, 1960, **6**, N 3.
- Heezen B.C.* Turbidity currenty, — In: *The sea/ (Ed.) M.N. Hill*. New York; London, 1963, 3.
- Heezen B.C., Ewing M.* The mid-oceanic ridge. — In: *The sea*. New York; London, 1963, 3.
- Heezen B.C., Laughton A.S.* Abyssal plains. — In: *The sea/ (Ed.) M.N. Hill*. New York; London, 1963, 3.
- Heezen B.C., Hollister C.* Deep-sea current evidence from abyssal sediments. — *Mar. Geol.*, 1964, **1**, N 2, 141–174.
- Heezen B.C., Tharp M.* Physiographic diagram of the Indian Ocean, the Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea, and the Celebes Sea. — *Geol. Soc. Amer.*, 1964.
- Heezen B.C., Tharp M.* Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift. A symposium on continental drift. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 1965, **258**, 90–106.
- Heezen B.C., Tharp M., Ewing M.* The floors of the Oceans. I. The North Atlantic. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1959, **65**.
- Heezen B.C., Nafe J.E.* Vema trench: Western Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1964, II, N 1.
- Heirtzler J.R. et al.* Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. — *J. Geophys. Res.*, 1968, **73**, 2119.

- Hekinian R.* Rocks from the mid-oceanic ridge in the Indian Ocean. — Deep-Sea Res., 1968, 15, 195–213.
- Herdman H.F.P.* Soundings taken during the discovery investigations 1932–39. — Discovery Repts., 1948, v. 25.
- Herzen R.P. von.* Geothermal heat flow in the Gulfs of California and Aden. — Science, 1963, 140, N 3572.
- Herzen R.P. von.* Indian Ocean heat flow. Prelim. Results SIO Investigations in Indian Ocean during Exped. Monsoon and Lusiad, 1960–1963. (Ed.). R. Fisher. San Diego, 1964.
- Herzen P.P. von. Langseth M.G.* Present status of oceanic heatflow measurements. — In: Physics and chemistry of the Earth. 1965, 6.
- Herzen R. Von Vacquier V.* Heat flow and magnetic profiles on the Mid-Indian Ocean ridge. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1966, 259, N 1099.
- Hess H.H.* History of ocean basins. — In: Petrologic studies: a volume to honor A.F. Buddington. — Geol. Soc. Amer., 1962.
- Holtdahl H.* Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador and Southeast Alaska. — J. Geol., 1958, 66, N 4.
- Hotta H.* Seismic reflection profiling on the continental slope of the Western Australia. — Antarct. Rec., 1969, N 34.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1968, 73, N 18.
- Jennings J.N.* The submarine topography of Bass strait. — Proc. Roy. Soc. Victoria. New Ser., 1959, 71, pt I.
- Jongsma D.* Eustatic sea level changes in the Arafuka Sea. — Nature, 1970, 228, N 5267.
- Keller G.H., Richards A.F.* Sediments of the Malakka Strait, Southeast Asia. — J. Sediment. Petrol., 1967, 37, N 1.
- Killerich Af.A.* Galathea-Ekspeditionens arbeyde i Philippinergraven "Ymer". Stockholm, 1957, 67, N 3.
- Kinsman D. J.J.* The recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf. IIOE, Collected reprints, III, 817–824; UNESCO, 1966.
- Koczy F.F.* Echo-soundings. — Rept Swedish Deep-Sea Exp., 1956, 4, N 3.
- Krause D.C., Menard H.W.* Depth distribution and bathynetric classification of some seafloor profiles. — Mar. Geol., 1965, 3, 169–193.
- Krümmel O.* Tiefen-Karte des Indischen Ozeane. — Z. Wissenschafts geogr., 1881.
- La Fond E.C.* Endhra, Mahadevan and Krishan Canyons and other features of the continental slope off the east coast of India. — J. Indian Geophys. Union, 1964a, 1, 25–32.
- La Fond E.C.* New submarine canyons found of the Indian coast. — Oceanus, 1964b, X, N 3, 20–21.
- Langseth M.G., Taylor P.T.* Recent heat flow measurements in the Indian Ocean. — J. Geophys. Res., 1961, 72, 24.
- Laughton A.S.* Microtopography. — In: The sea, 1963, 3.
- Laughton A.S.* The Gulf of Aden. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1966, 259, 150–171.
- Laughton A.S.* Underwater photography of the Carlsberg ridge. — In: Deep-sea photography. Baltimore, 1967.
- Laughton A.S.* A new bathymetric chart of Red Sea. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1970, 267, N 1181.
- Laughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L.* The structure of the Indian Ocean. — In: The sea, 1970, 4, 11.
- Laughton A.S., Tramontini C.* Recent studies of the crustal structure in the Gulf of Aden. — Tectonophysics, 1969, 8, 359–375.
- Laughton A.S., Whitmarsh R.B., Jones M.T.* The evolution of the Gulf of Aden. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1970, 267, N 1181.
- Lee W., MacDonald G.* The global variation of terrestrial heat flow. — J. Geophys. Res., 1963, 68, 24.
- Lee W., Uyeda S.* Review of heat flow data. — In: Terrestrial heat flow. Geophys. Monogr. N 8. Publ. Amer. Geophys. Union, 1965.

- Lee W., Clark S.* Heat flow and volcanic temperatures, section 22.—In: *Handbook of physical constants*. Rev. Ed. Geol. Soc. Amer. Mem., 1966; 97, 487–511.
- Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, 12.
- Le Pichon X., Heitzler J.* Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, 2101–2117.
- Le Pichon X., Talwani M.* Regional gravity anomalies in the Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1968, 16, 263–274.
- List of ocean depths for 1928. London, 1929.
- Ludwig W.J., Nafe J.E., Simpson E.S.W., Sacks S.* Seismic-refraction measurements on the Southeast African continental margin. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, 12.
- Malahoff A.* Some possible mechanisms for gravity and thrust faults under oceanic trenches. — *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 11.
- Matthews D.H.* The Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg ridge. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1966, 259, 172–186.
- Matthews D.H., Davies D.* Geophysical studies of the Seychelles Bank. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1966, 259, 227–239.
- Matthews D.H., Vine F.J., Cann J.R.* Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, 76, N 6.
- Matthews D.H., Williams C., Laughton A.S.* Mid-ocean ridge in the mouth of the Gulf of Aden. — *Nature*, 1967, 215, N 5105.
- Matthews D.J.* Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echo-sounding and sound ranging. — *Brit. Admiralty Hydrogr. Dept. Publ. H.D. 282*. 1939.
- McKenzie D.P.* Plate tectonics and continental drift. — *Endeavour*, 1970, XXIX, N 106.
- Menard H.W.* Possible pre-pleistocene deep-sea fans off Central California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, 71, 1271–1278.
- Menard H.W., Smith S.M.* Hypsometry of ocean basin provinces. — *J. Geophys. Res.*, 1966, 71, N 18.
- Morgan W.J.* Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 6.
- Murray J.* Report on the scientific results of the voyage of H.M.S. "Challenger" during the years 1873–76, 1885, I, I.
- Murray J., Hjort J.* The depths of the ocean. London, 1912.
- Nafe J.E. et al.* Geophysical measurements in the Gulf of Aden. — 1st Intern. Oceanogr. Congr. N.Y. Prepr. abstracts of papers.../ (Ed.). Mary Sears. Washington, D.C., 1959.
- Off T.* Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1963, 47, N 2.
- Opdyke N.D., Glass B.P.* The paleomagnetism of sediment cores from the Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1968, 16, N 3.
- Osborn S.* The geography of the bed of the Atlantic and Indian Oceans and Mediterranean Sea. — *J. Roy. Geogr. Soc. London*, 1871, 41.
- Paisley J.T.K.* Survey of a seapeak in the Mozambique channel. *Intern. Hydrogr. Rev.*, 1955, 32 (2), 149–151.
- Peter G., Weeks L.A., Burns R.E.* A reconnaissance geophysical survey in the Andaman Sea and across Andaman-Nicobar Island Arc. — *J. Geophys. Res.*, 1966, 71, N 2, 495–509.
- Philippi E.* Die Grundproben der Deutschen Südpolar Expedition 1901–1903. — *Dtsch. Südp. Exp.*, 1910, 2, N 6.
- Preliminary report of S.I.O. investigations in the Indian Ocean during expeditions Monsone and Lusiad 1960–1963. (Ed.). R.L. Fisher. S.I.O. Rept Ref. 64–19, 237 p., 1964.
- Raitt R.W.* Seismic refraction studies of the Indonesian Island Arc. — Second Intern. Oceanogr. Congr., Abstrs Pap. M., 1966.
- Raitt R.W., Shor G.G.* Seismic refraction studies in the Indian Ocean and Indonesian region on MONSOON and LUSIAD Expeditions. Prelim. Results of S.I.O. Invest. in the Indian Ocean during Exped. MONSOON and LUSIAD 1960–1963. Univ. Calif., p. 124–131, 1964.
- Rao T.C.S.* Submarine canyons on the East Coast of India. — XXII Intern. Geol. Congr., Abstrs., Pap., 1964.
- Rao T.C.S.* Seismic refraction measurements in the Gulfs of Cambay and Kutch. — Proc. Symp. "Upper Mantle Project", Hyderabad, 1967.

Rao T.C.S. Bathymetric features of Bay of Bengal. — Proc. Symp. Indian Ocean P.I. Bull. Nat. Inst. Sci. India. 1968, N 38.

Rao T.C.S. Seismic and magnetic surveys over the continental shelf off Konkan coast. — Proc. Second Symp. "Upper Mantle Project", Hyderabad, 1970.

Report of Indian participation in the International Indian Ocean Exp. (1962—1966), Oceanography in India. Publ. N 4. New Delhi, 1967.

Roberts D.G., Whitemarch R.B. A bathymetric and magnetic survey of the Gulf of Tadjura, western Gulf of Aden. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, 5, N 4, 253—258.

Rodolfo K.S. Bathymetry and marine geology of the Andaman Basin and tectonic implications for Southeast Asia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969a, 80, N 7, 1203—1230.

Rodolfo K.S. Sediments of the Andaman Basin, northeastern Indian Ocean. — Mar. Geol., 1969b, 7, N 5.

Ross D.A., Hys E.E., Allstrom F.C. Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine-region of the Red Sea. — In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y., 1969.

Rothe J.P. La zone séismique médiane Indo-Atlantique. — Proc. Roy. Soc. London, A, 1954, 222, N 1150, 387—397.

Saito T., Funnell B.M. Pre-quaternary sediments and microfossils in the oceans. — In: The sea, 1970, 4, 1.

Schleinitz F. von. Die Forschungsreise S.M.S. "Gazelle" in den Jahren 1874 bis 1876 T. 1. Der Reisenbericht. Berlin, 1889.

Schneider E.D., Fox P.J., Hollister C.D. et al. Further evidence of contour currents in the western North Atlantic. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, 2, 351—359.

Schott G. Oceanographie und maritime meteorologie. Texts und Atlas (Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee — Exped. auf dem Dampfer "Valdivia" 1898—99). Jena, 1902.

Schott G. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg (Boysen), 1935.

Slater J.C. Heat flow in the northwest Indian Ocean and Red Sea. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1966, 259, 1099.

Seibold E., Ulrich J. Zur Bodengestalt des nordwestlichen Golfs von Oman. "Meteor" Forschungsergebnisse, Reihe C.H.3. Berlin; Stuttgart, 1970.

Sewell R.B.S. Geographic and oceanographic research in Indian waters. — Mem. Asiatic. Soc. Bengal, 1925, 9, 29—49.

Sewell S. Introduction and list of stations. John Murray expedition. — Sci. Repts., 1935, 1, N 1.

Shepard F.P. Thirty-five thousand years of sea level. Essays in marine geology in honor of K.O. Emery. Los Angeles, 1963.

Shepard F.P., Dill R.F. Submarine canyons and other sea valleys. Chicago, 1966.

Shor G.G., Pollard D.D. Seismic investigations of Seychelles and Saya de Malha Banks, northwest Indian Ocean. — Science, 1963, 142, N 3588.

Siddiquie H.N. Recent sediments of the Bay of Bengal. — Mar. Geol., 1967, 5, 249—291.

Simmons G., Horai K. Heat flow data 2. — J. Geophys. Res., 1968, 73, N 20.

Simpson E.S.W. — Die geologie van die Vastelandeplat. Tegnikon, 1966, 15, 168—176. South Indian Ocean Pilot, II, 1949.

Special Catalogue International Indian Ocean Expedition. Washington, D.C., 1967.

Spring R.C. Submarine canyons of the New Guinea and South Australian coasts. — Trans. Roy. Soc. S. Australia, 1947, 71 (2).

Steward R.A. et al. Sediments of the northern Sea. — Mar. Geol., 1965, 3, N 6.

Stewart H.B., Dietz R.S., Shepard F.P. Submarine valleys off the Ganges delta. — In: Cruise narrative and scientific results, USC and GSS Pioneer — 1964, 1966 1.

Stocks Th. The Tiefenverhältnisse des Golfs von Aden. — Z. Ges. Erdkunde, Berlin, 1941, H. 3/4.

Stocks T. Zur Bodengestaltung des nord-westerlichen Indischen Ozeans. — Z. Ges. Erdkunde, Berlin, 1944, H. 3/4.

Stocks T. Zur Bodengestalt des Indischen Ozeans. — Erdkunde, 1960, XIV, H. 3.

Stover C.W. Seismicity of the Indian Ocean. — J. Geophys. Res., 1966, 71, 10.

Subba Rao M. Some aspects of continental shelf sediments off the east coast of India. — Mar. Geol., 1964, 1, 59—87.

Subba Rao M. et al. Submarine canyons off the East Coast of India. — Proc. Seminar Geomorphol. Studies in India, 1965. Saugor, 1967.

Subba Rao M. An appraisal of the submarine canyons off the East Coast of India. — Symp. Indian Ocean and Adjacent Seas, Abstrs. Cochin, India, 1971.

Sykes L.R. Seismological evidence for transformation faults, sea floor spreading, and continental drift. — In: The history of the Earth's crust. / (Ed.) R. Phinney, 1968.

Sykes L.R. Seismicity of the Indian Ocean and a possible Nascent Island Arc between Ceylon and Australia. — J. Geophys. Res., 1970, 75, N 26.

Sykes L.R., Landisman M. The seismicity of East Africa, the Gulf of Aden and the Arabian and Red Seas. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1964, 54, 1927—1940.

Talwani M. Gravity measurements on H.M.S. "Acheron" in South Atlantic and Indian Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, 73, N 9.

Taylor P.T. Geothermal and magnetic survey off the coast of Sumatra. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1966, 44, N 2.

Taylor P.T. Interpretation of the North Arabian Sea aeromagnetic survey. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, 4, N 3.

Tomoda Y. Continous measurement of gravity and magnetic force in the 4th Southern Sea expedition of the Umitaku-Maru. — La Mer (BULL. Soc. franco japonaise d'océanographie), 1967, 5, N 3.

Tomoda Y., Ozawa K., Sedawa J. Measurement of gravity and magnetic field on board a cruising vessel. — Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, 1968, N 3.

Udintsev G.B. Results of upper mantle project studies in the Indian Ocean by the research vessel "Vityaz". The World Rift System. — Geol. Surv. Canada, Paper 66—17, 1966.

Ulrich J. Die Echolotungen des Forschungsschiffes "Meteor" im Arabischen Meer während der Internationalen Indischen Ozean Expedition "Meteor" — Forschungsergebnisse Reihe C.H.I. Berlin; Stuttgart, 1968.

Vacquier V., Tailor P.T. Geothermal and magnetic survey off the coast of Sumatra. I. Presentation of data. — Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1966, p. 44, N 2.

Van Andel T.H., Veevers J.J. Submarine morphology of the Sahul shelf, Northwestern Australia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, N 6.

Van Andel T.H., Veevers J.J. Morphology and sediments of the Timor Sea. — Bull. Dept Nat. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys., Austral., 1967, N 83.

Van Riel P.M. The bottom configuration in relation to the flow of the bottom water. The Snellius expedition. Pt 2. 1934, ch. 2.

Varadachari V.V.R., Mair R.R., Murty P.S.N. Submarine canyons off the Caramandel coast. — Proc. Symp. Indian Ocean, Pt I. Bull. Nat. Inst. Sci. India, 1968, N 38.

Veevers J.J. Cartier furrow, a major structure along the continental margin of North-western Australia. — Nature, 1967, 215, N 5098.

Vening-Meinesz F.A. Gravity expeditions at sea, 1923—1938. — Publ. Neth. Geod. Comm., 1948, 4.

Vening-Meinesz F.A. Gravity expeditions 1948—1958, with a preface. — Publ. Neth. Geod. Comm., 1960, 5.

Vestine E.H. The survey of the geomagnetic field in space. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1960, 41, N 1.

Vine F.J. Spreading of the ocean floor: new evidence. — Science, 1966, 154, 1405.

Vine F.J., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — Nature, 1963, 199, N 4897.

Vogt P.R., Schneider E.D., Johnson G.L. The crust and upper mantle beneath the sea. — In: The Earth's Crust and Upper Mantle. Geophys. Monogr. 13, Washington, D.C., 1963.

Weber M. Niederländische Siboga Expedition zur Untersuchung der marinen Fauna und Flora des Indischen Archipels. — Peterman's Geogr. Mitt., 1900, Cd. 46, S. 187.

Weeks L.A., Harbison R.N., Peter G. Island arc system in Andaman Sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, 51, N 9.

Whiteman A.J. Formation of the Red Sea depression. — Geol. Mag., 1968, 105, N 3.

Wilson T. Hypothesis of Earth's behaviour. — Nature, 1963, 198, N 4884.

Wilson T. Submarine ridges as a key to the pattern of the motion of continents since Triassic time. Advancing frontiers in geology and geophysics, 1964.

Wilson T. A new class of faults and their bearing on continental drift. — *Nature*, 1965, 207, 4005.

Wiseman J.D.H. The petrography and significance of a rock dredged from a depth of 744 fathoms, near to Providence Reef, Indian Ocean. — *Trans. Linn Soc. London, Ser. 2, Zool.*, 1936, 19 (4), 437—443.

Wiseman J.D.H. Basalts from the Carlsberg ridge Indian Ocean. — *Rept John Murray Exp.*, 1937, III, N 1.

Wiseman J., Hall G. Two recently discovered features on the floor of the Indian Ocean Andrew Tablemount and David Seaknoll. — *Deep-Sea Res.*, 1956, 3, N 4.

Wiseman J.D.H., Ovey C.D. The general bathymetric chart of the oceans. — *Deep-Sea Res.*, 1955, 2, 269—273.

World (chart). — *Nat. Geogr. Mag.*, 1965, 127, N 2.

Wust G. Anzeichen von Boizichungen zwischen Bodenstrom und Relief in der Tiefsee des Indischen Ozeans. — *Die Naturwissenschaften*, 1934, H. 16.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая	
ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ	8
1. Краткий обзор экспедиционных исследований. Орографическая схема Индийского океана	—
2. Материалы по подводному рельефу, использованные при составлении батиметрической карты	20
3. Геолого-геофизическая изученность дна Индийского океана	22
Глава вторая	
БАТИМЕТРИЧЕСКАЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА	33
1. Батиметрическая карта	—
2. Геоморфологическая карта	40
Глава третья	
ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ	47
1. Подводная окраина Африки	—
2. Подводная окраина Азии	58
3. Зондская островная дуга	74
4. Подводная окраина Австралии	92
5. Подводная окраина Антарктиды	112
Глава четвертая	
ЛОЖЕ ОКЕАНА	122
1. Африканский сегмент	—
2. Азиатско-Австралийский сегмент	146
3. Антарктический сегмент	187
Глава пятая	
СРЕДИННЫЕ ХРЕБТЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА	195
1. Красноморский рифт и Северо-Западный Срединно-Индоокеанский хребет	—
2. Юго-Западный Срединно-Индоокеанский хребет	218
3. Юго-Восточный Срединно-Индоокеанский хребет	223
Глава шестая	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА	232
ЛИТЕРАТУРА	252

Виктор Филиппович Канаев
РЕЛЬЕФ ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

*Утверждено к печати
Институтом океанологии им. П.П. Ширшова
Академии наук СССР*

Редактор Н.Н. Турко
Редактор издательства Э.С. Павлинова
Художник В.А. Кобрин
Художественный редактор Т.П. Поленова
Технический редактор Л.В. Русская

ИБ № 6101

Подписано к печати 06.04.79. Т – 08605
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ.л. 16,8+2,0 вкл. Уч.-изд.л. 22,3
Тираж 1 000 экз. Тип. зак. 993.
Цена 2р. 40к.

Книга издана офсетным способом
Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94а;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2976