

Г.Б.УДИНЦЕВ

РЕЛЬЕФ
И СТРОЕНИЕ ДНА
ОКЕАНОВ

Г.Б.УДИНЦЕВ

РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ ДНА ОКЕАНОВ



МОСКВА "НЕДРА" 1987

Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. — М.: Недра, 1987, 239 с., с ил.

Приведены современные сведения о рельефе дна и строении земной коры океанических областей Земли. Основное внимание обращено на структурную морфологию дна, на связь рельефа дна океана с его внутренним строением. Рассмотрены черты рельефа, созданные экзогенными процессами. Обосновываются представления о тектонической неоднородности дна океанов, о многообразии тектонических процессов, формирующих структурный рельеф. Оценивается применение к современным данным о рельефе дна океанов различных тектонических концепций. Обращается внимание на тектоническую обстановку нахождения различных полезных ископаемых океанического дна.

Для геологов, геоморфологов, геофизиков, океанологов и всех специалистов, изучающих геологию и тектонику океанов и континентов.

Ил. 23, список лит. — 50 назв.

Рецензент: *А.В. Ильин*, доктор географических наук (Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева)

Значение рельефа земной поверхности для понимания ее геологического строения трудно переоценить. Названием своего классического труда "Лик Земли" Э. Зюсс метко определил необычайную выразительность земного рельефа в отражении им внутренней структуры земной коры и процессов ее развития. В наши дни, когда реальностью стала космическая геология с ее методом наблюдения земной поверхности с орбитальных станций и возможностью распознавания при этом структур, нераспознанных ранее методами полевой геологии, внимание к лику Земли еще более возрастает. Однако человеческий глаз способен видеть лишь зримый лик нашей планеты, доступный солнечному свету. Под непроницаемым для света покровом водной толщи океанов скрыт ее "незримый лик" — рельеф дна Мирового океана, не менее важный для познания ее глобального строения, чем рельеф суши. Путь к современным представлениям об этом незримом лике Земли был долгим и трудным. На протяжении столетий человек пытался без осязательного успеха проникнуть в тайны морских глубин. Всего лишь 100 лет назад объем собранных данных стал достаточным для того, чтобы группа энтузиастов из разных стран обосновала необходимость и возможность международного объединения усилий, чтобы собрать воедино и обобщить все еще скудные, но уже понятные в своей важности результаты измерения глубин Мирового океана. Среди них были участвовавшие в Международном географическом конгрессе 1899 г. пионеры океанологии Альберт Монакский, Д. Меррей, наш соотечественник океанолог и флотоводец адмирал С.О. Макаров, герой арктических экспедиций и один из первых морских геологов Ф. Нансен. Ими был начат труд по созданию Международной карты рельефа дна Мирового океана — "Генеральной батиметрической карты океанов" (ГЕБКО) масштаба 1 : 10 000 000. Первое издание этой карты вышло в свет в 1904 г. После этого поколение за поколением ученых продолжали накапливать и обобщать в форме "Генеральной батиметрической карты океанов" последующих изданий новые данные о рельефе дна Мирового океана. Измерение глубин дополнялось расширявшимся комплексом геологических и геофизических исследований Земли под океанами. Менялось понимание природы подводного рельефа, углублялись знания геологического строения дна морей и океанов, рос интерес к практическому использованию природных богатств подводного мира. Небывалый скачок в развитии техники морских геолого-геофизических исследований произошел после второй мировой войны и в особенности в период научно-технической революции 60–70-х годов. Наряду с батиметрическими картами возникла возможность обобщения в форме карт геофизических полей, глубинного строения, геоморфологических, тектонических и геологических карт подводных пространств. В наши дни становится возможным то, что еще недавно казалось несбыточной мечтой исследователей: площадная и перспективная акустическая "аэрофотосъемка" дна,

глубоководное бурение, "полевые" геологические работы с помощью обитаемых погружаемых аппаратов и роботов, космическая съемка рельефа дна методом спутниковой альтиметрии.

"Генеральная батиметрическая карта океанов" издавалась в обновленном виде по мере накопления новых данных и совершенствования методов измерения глубин и составления карт. Последнее, 5-е издание начало готовиться в 1966 г. по специальному решению ЮНЕСКО, Международного союза геологических наук и Международного гидрографического союза большим международным коллективом ведущих специалистов в области морской геологии и геофизики. Оно было завершено в 1982 г. В эти же годы по решению ЮНЕСКО было начато и сейчас продолжается составление и издание международных геолого-геофизических атласов океанов — фундаментального труда по обобщению фактических знаний об океанических пространствах Земли. Содержащиеся в этих и других публикациях последних лет сведения о рельефе дна океанов легли в основу этой книги. В ней рассматривается рельеф дна четырех главных океанов Земли: Тихого, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого.

Величайший океан Земли — Тихий. Его впадина обрамляется на севере смыкающимися массивами континентов Евразии и Северной Америки. Связывающий воды Тихого океана с Северным Ледовитым шельфовый Берингов пролив мелководен. Континенты Северной и Южной Америки образуют обрамление впадины океана на востоке, континент Антарктиды — на юге, континент Австралии, связанный с континентом Евразии Индонезийскими островными дугами, и континент Евразии обрамляют впадину Тихого океана на западе. Глубокий пролив Дрейка между южной оконечностью Южной Америки и северной оконечностью Антарктического полуострова связывает Тихий океан с Атлантическим, но связь эта ограничена, так как восточнее пролива Дрейка лежит островная дуга моря Скотия. Тихий океан соединяется с Индийским через широкий и глубокий проход между южным выступом Австралии и Антарктидой.

По своей морфологии впадина Тихого океана резко асимметрична: в восточной части ее лежит широкий срединноокеанический хребет, а в западной преобладают обширные равнины ложа с множеством подводных гор и обособленных возвышенностей. Для западной окраины океана характерно обрамление гирляндой островных дуг, с которыми сопряжены глубокие океанические желоба и котловины краевых морей. В восточной и южной частях океана островных дуг нет и к океану обращены склоны континентальных массивов, местами отделяемые от ложа глубокими океаническими желобами. В краевых морях северной и западной частей океана платформенные подводные окраины континентов образуют большей частью широкие шельфы, тогда как на востоке в подводные окраины молодых складчатых сооружений континентов врезаны лишь узкие шельфы. Континентальные склоны в западной части океана более раздроблены благодаря наличию островных дуг и представляют собой сложные переходные зоны, в восточной части строение переходных зон от континента к ложу океана значительно проще.

Западная и восточная части впадины Тихого океана существенно различаются по глубинному строению земной коры. Структура аномального магнитного поля носит упорядоченный характер в восточной части и мозаичный в западной. Мощность осадочного чехла в восточной части океана, как правило, меньше, чем в западной. Магматические породы фундамента в восточной части океана не древнее эоцена, а в западной имеют возраст от мела до юры и лишь в котловинах краевых морей моложе мела.

Формы рельефа во впадине Тихого океана чрезвычайно разнообразны. Наиболее крупные — это подводные окраины континентов, срединноокеанические хребты и плиты ложа океана. В их пределах располагаются многочисленные менее крупные горные хребты, уступы и ступени склонов, желоба, зоны разломов, блоковые поднятия и плато, сводовые поднятия, отдельные горы и цепи гор. Большая часть этих форм имеет эндогенное

происхождение. Установлено, что очень широко распространены и формы экзогенного рельефа: обширные аккумулятивные абиссальные равнины, аккумулятивные шлейфы и конусы выноса, русла суспензионных потоков, аккумулятивные валы и давно уже известные биогенные формы — постройки коралловых атоллов, особенно характерные именно для Тихого океана.

Тихий океан занимает на Земле столь значительное пространство (35 % всей земной поверхности), что наиболее крупные формы его рельефа составляют одновременно и наиболее примечательные особенности рельефа планеты в целом. Основная часть впадины (43 %) занята относительно ровным ложем, срединноокеанические хребты занимают 35,9 % впадины, все остальные поднятия — лишь 2,5 % пространства и даже подводные окраины континентов, сами по себе достаточно обширные, составляют всего лишь 18,6 % общей площади океанического дна.

ПОДВОДНАЯ ОКРАИНА ЕВРАЗИИ

В северо-западной части Тихого океана континентальное обрамление его впадины образуют докембрийские складчатые структуры древней Китайско-Корейской платформы на юге и мезозойские и кайнозойские складчатые системы на севере. В пределах мезозойской и кайнозойской сохраняются ряд фрагментов древних докембрийских массивов и вместе с тем на них наложены мезо-кайнозойские вулканические пояса. Со стороны океана к континенту причленены кайнозойские островные дуги, отражающие от океана котловины краевых морей — Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского.

Затопленные водами океана прибрежные равнины, выработанные процессами эрозии в субаэральных условиях на поверхности древних и эпимезозойских платформ, с абразионными террасами на обращенных к океану флангах мезо-кайнозойских складчатых горных сооружений образуют континентальные шельфы — верхнюю часть подводной окраины континента в зоне перехода к ложу океана. Фланги складчатых горных сооружений и платформ с котловинами краевых морей и морфоструктурными комплексами островных дуг составляют нижнюю часть континентальных окраин и основную часть переходной зоны между континентом и ложем океана.

В Беринговом море очень ярко проявляются различия в рельефе подводной окраины континента в зависимости от возраста фундамента. Шельф эпимезозойской платформы Чукотки, соединяющийся с шельфом также эпимезозойской платформы Аляски, имеет значительную ширину (до 500—600 км). Это обширная эрозионная равнина, сформированная в условиях суши Берингии, выровненная затем еще более интенсивно процессами волновой абразии и аккумуляции во время миграции зоны волнового воздействия при затоплении в плейстоцене. Поверхность равнины лежит на глубинах 80—120 м, а внешний край шельфа — на глубинах 120—180 м. Выстилающий шельф осадочный покров неравномерен по мощности: до 3—4 км в понижениях эпимезозойского платформенного фунда-

мента, но прорывается его выступами — островами Св. Лаврентия, Св. Матвея, Нунивак, Прибылова и Диомида. В толще осадочного чехла и на поверхности фундамента прослеживаются погребенные осадками бывшие русла рек и абразионные террасы. Поверхность континентального склона сравнительно полого, но разбита сбросами на постепенно погружающиеся блоки. Одному из таких блоков соответствует плато Умнак с глубинами около 2000 м в восточной части моря. Осадочный покров верхней части склона имеет мощность около 1 км, но ниже по склону часты оползни с обнажениями фундамента и скоплениями оползших масс осадков в основании склона, где мощность чехла достигает 8–10 км. Поверхность склона прорезана редкими, но крупными подводными каньонами.

Иная морфология подводной окраины континента наблюдается вдоль кайнозойд Корякского нагорья и Камчатки. Абразионная терраса шельфа там узка, всего 20–50 км, глубины на ней 120–180 м. Континентальный склон крут и прорезан множеством небольших подводных каньонов. Осадочный покров на шельфе и склоне очень тонок, так что фундамент обнажается во многих местах.

Котловина Берингова моря в целом оконтуривается изобатой 3000 м, но два подводных поднятия — хребты Ширшова и Бауэрс — разделяют ее на восточную, западную и южную части — котловины Алеутскую, Командорскую и Бауэрс. Ложе этих котловин представляет собой аккумулятивную абиссальную равнину. Максимальные глубины в Алеутской котловине — 3887 м, в Командорской — 3828 м, в котловине Бауэрс — 3500 м. Хребты Ширшова и Бауэрс имеют блоковое строение. Вершинные поверхности их, выровненные в прошлом абразией, лежат на глубинах от 500 до 1000 м, при минимальных глубинах над хр. Ширшова — 559 м и над хр. Бауэрса — 256 м. Склоны хребтов асимметричны и обладают местами большой крутизной.

Строение земной коры шельфа Берингова моря типичное континентальное. Мощность коры там до 30 км. Под ложем котловин кора субокеанического типа, т.е. без "гранитно-метаморфического" слоя, мощностью 10–12 км при значительной мощности осадочного слоя: в среднем 4 км, но до 8–10 км в прогибах фундамента у подножия континентальных склонов и хребтов Ширшова и Бауэрс. Эти хребты обладают корой переходного типа, по составу близкой к континентальной, но сокращенной до 15–20 км мощности. Осадочный чехол на них разорван на выступах фундамента и до 1,5 км в понижениях его поверхности.

Во впадине Берингова моря по Проекту глубоководного бурения пробурены шесть скважин: 184 и 185 на плато Умнак, 188 — на западном склоне хр. Бауэрс, 189 — в южной части Алеутской котловины к югу от хр. Ширшова, 190 — в Алеутской котловине у подножия восточного склона хр. Ширшова и 191 — в Командорской котловине. Из этих скважин лишь 191, пройдя осадки верхнего миоцена, достигла на глубине 900 м акустического фундамента, сложенного толеитовыми базальтами среднего олигоцена (29,6 млн. лет). Базальты, по-видимому, перекрывают толщу осадков нижнего неогена и палеогена, так как суммарная

мощность осадочного чехла в Командорской котловине значительно больше, чем 900 м. Остальные скважины вошли в осадочный чехол лишь до горизонтов поздне- и среднемиоценового возраста. Фациальные условия накопления этих осадков в плиоцене соответствовали современным, но в доплиоцене они были явно более мелководными. Это позволяет предполагать быстрое погружение ложа котловин в конце миоцена — начале плиоцена. Формирование регионального покрова базальтов в Командорской котловине в конце среднего олигоцена, вероятно, связано с преобразованием коры в процессе такого погружения или перед его началом. Подобное формирование базальтовых покровов можно предполагать и в соседних котловинах — Бауэрс и Алеутской.

Коренные породы обнажающегося фундамента континентального склона и склонов хр. Ширшова представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и изверженными породами (андезиты, дациты, амфиболиты, долериты, габбро, базальты). Возраст осадочных пород от триаса и позднего мела до палеогена. Имеющиеся данные о строении фундамента котловины Берингова моря не дают возможности однозначных выводов о происхождении этой котловины. Альтернативными являются гипотезы реликтового океанического происхождения, новообразования в результате рифтогенеза внутри котловины, новообразования в результате погружения и океанизации континентальной окраины (последнее кажется предпочтительным). Хребты Ширшова и Бауэрс при этом предположении представляются останцами оседания. Однако не ясно, какой была окраина континента до образования котловины? Может быть это была часть того "межконтинентального моря", каким была значительная часть ложа Тихого океана до ее погружения на современные глубины, начавшегося в конце мезозоя — начале кайнозоя?

Алеутская островная дуга — это огромное горное сооружение, отделяющее впадину Берингова моря от Тихого океана. Горный хребет ее протягивается от берегов Северной Америки к берегам Евразии в виде дуги радиусом около 1500 км с центром вблизи мыса Наварин. Хребет этот в значительной мере скрыт водами океана и выступает над водой лишь своими вершинами — островами Командорской и Алеутской гряд, полуостровами Аляскинским и Кенайским. Протяженность дуги достигает 3000 км. Хребет имеет сложную двойную структуру, характерную для многих островных дуг. В его восточной части внешний хребет выступает над водой в виде п-ова Кенай и островов Афогнак, Кадьяк, Чирикова и Троица, а внутренний образует Аляскинский полуостров и несет на себе основную часть Алеутской островной гряды — острова Лисья, Андреяновские, Крысьи и Ближние. В средней части дуги внешний хребет теряет четкое морфологическое выражение и следы его сохраняются в виде "Алеутского бенча" — ступени на южном склоне внутреннего хребта на глубинах около 4000 м, образованной за счет заполнения межгорного желоба осадочной толщей мощностью до 2 км. В западной части дуги внешний хребет вообще отсутствует. На внутреннем хребте находятся Командорские острова.

Большая часть Алеутских островов, приуроченная к гребням как

внутреннего, так и внешнего хребтов, сложена смятыми в складки мелководными осадками олигоцена—миоцена, а меньшая, располагающаяся вдоль северного склона внутреннего хребта дуги, имеет вулканическое происхождение. Командорские острова сложены также смятыми в складки мелководными осадками олигоцена. Бурением скважин 186 и 187 установлено, что фундамент внешнего хребта в средней части дуги сложен смятыми в складки осадками верхнего миоцена, а впадина между ним и внутренним хребтом заполнена терригенными отложениями от среднего миоцена до современных.

С Алеутской дугой сопряжен глубоководный Алеутский желоб, протягивающийся из района зал. Якутат на востоке до Камчатского залива на западе. Его ось отстоит от гребня внутреннего хребта дуги примерно на 120—180 км. Желоб оконтурен на большем своем протяжении изобатой 6500 м, а максимальная глубина его 7855 м. Плоское дно желоба заполнено осадками. По данным бурения скважин 178 и 180 толща осадков представлена двумя слоями. Нижний слой слагают гемипелагические осадки, согласно залегающие на океаническом акустическом фундаменте, полого наклоненном к подножию склона Алеутской дуги; мощность этого слоя 200—400 м и возраст — от позднего мела до позднего миоцена. Верхний слой представлен горизонтально-слоистыми турбидитами, несогласно лежащими на осадках нижнего слоя. Эти турбидиты образуют так называемый "турбидитный клин". Возраст слагающих его осадков в скв. 180 — от позднего миоцена до современных, а мощность возрастает с востока на запад от 1000 до 3000 м.

Западное окончание Алеутской дуги отделено от континента Камчатским проливом с глубинами более 4000 м. Западной оконечности Алеутского желоба, возможно, соответствует подводный каньон в Камчатском заливе.

К западу от Берингова моря подводная окраина Евразии представляет собой широкую переходную зону Охотского моря, в пределах которой лежат погружающийся ступенями континентальный шельф, глубокая Курильская котловина и отгораживающее ее от океана горное сооружение Курило-Камчатской дуги. Северное материковое побережье моря представлено структурами верхояно-колымских и монголо-охотских мезозойд, включающими докембрийские Кони-Тайгоносский и Охотский массивы. На западе обрамление впадины моря образуют кайнозойды Сахалино-Хоккайдинской складчатой системы (дуги). Широкий шельф северной части моря представляет собой равнину субазального эрозионного и последующего морского абразионно-аккумулятивного выравнивания. Миграция зоны волнового воздействия происходила на значительном пространстве в связи с погружением внешней части континентального шельфа, занимающей сейчас центральную часть моря, на глубины порядка 1200—1500 м.

Фундамент северного мелководья—эпимезозойская плита с неоген-четвертичным осадочным чехлом, мощность которого в Северном прогибе фундамента достигает 5—7 км. Внешняя часть северного мелководья (Охотский свод) подстилается выступом докембрийского фундамента

Охотского массива. На западном краю мелководья лежит поднятие Каше-варова с о-вом Св. Ионы, представляющее горст палеозойско-мезозойского складчатого фундамента, прорванного палеогеновыми гранитными интрузиями. От Охотского свода его отделяет прогиб, заполненный осадками неоген-четвертичного времени. Пологий уступ континентального склона ведет к поверхности глубокого шельфа центральной части моря с двумя платообразными возвышенностями — Института Океанологии и Академии Наук СССР. Вершинные поверхности их лежат на глубинах около 1000 м, а минимальные глубины — 860 и 894 м. Эти вершинные поверхности срезаны абразией, а склоны возвышенностей прорезаны рядом реликтовых речных долин. Между указанными возвышенностями и восточным склоном Сахалина лежит котловина Дерюгина с глубинами до 1795 м, а со стороны склона п-ова Камчатка — котловина ТИНРО с глубиной до 991 м. Ложе котловины Дерюгина — плоская аккумулятивная равнина, кое-где прорываемая выступами фундамента. Ложе котловины ТИНРО изборождено флювиоаккумулятивными грядами, создаваемыми воздействием сильных приливо-отливных течений зал. Шелихова. Мощност осадочного чехла в центральной части моря порядка 200—400 м на возвышенностях, где местами он прорывается выступами фундамента, и до 500—1500 м в понижениях фундамента (в котловинах).

Континентальный склон глубокого шельфа центральной части моря сравнительно полого спускается ко дну глубокой Курильской котловины южной части моря. Осадочный чехол склона двухслойный: нижний слой заполняет понижения фундамента, а верхний залегае на нем несогласно и местами нарушен складками оползания. Мощност чехла колеблется при этом от нескольких метров до 1—1,5 км. Ложе Курильской котловины — аккумулятивная абиссальная равнина, оконтуриваемая изобатой 3000 м и полого наклоненная к юго-востоку. Максимальная глубина котловины 3374 м.

Подводная окраина Сахалино-Хоккайдинской дуги имеет узкий абразионно-аккумулятивный шельф вдоль восточных берегов Сахалина и Хоккайдо, но широкий шельф (до 80—180 км) в заливах Терпения и Анива и в соединяющем оба острова мелководье пролива Лаперуза. Восточный подводный склон о-ва Сахалин покрыт мощным осадочным чехлом и хорошо выровнен, но к югу от заливов Терпения и Анива и к северу от Хоккайдо расчленен подводными хребтами, продолжениями антиклинальных структур суши.

Над ложем Курильской котловины возвышаются несколько подводных гор — выступы фундамента. Они имеют горстовую структуру и сложены осадочными породами и гранитоидами раннего мела. Под осадочным чехлом, мощност которого в осевой части котловины достигает 4—7 км, прослеживаются структуры Сахалино-Хоккайдинской системы и структуры глубокого шельфа центральной части моря, позволяющие предполагать континентальную природу фундамента ложа котловины, характеризующегося субокеаническим типом коры, и происхождение котловины в результате погружения континентальных блоков. Погружения сопровождалось образованием флексуры континентального склона по северному

борту котловины и крупного разлома по южному краю со стороны Курильской гряды, цоколь которой можно рассматривать, как останец оседания.

Курило-Камчатская островная дуга образует юго-восточное обрамление Охотского моря и отделяет его от океана. Фундамент подводной окраины Западной Камчатки в Охотском море представлен антиклинальными структурами и крылом Западно-Камчатского синклинария, перекрытыми мощным осадочным чехлом, прорываемым вулканическим фундаментом лишь в южной части шельфа на банке Лебеда. Восточная подводная окраина Камчатки, обращенная в сторону Тихого океана, подстилается структурами позднекайнозойского орогена, развившегося на испытывавшей полициклическое геосинклинальное развитие системе структур от докембрия до кайнозоя. Вулканический пояс Камчатки и Курил наложен на складчатые образования домелового возраста — в олигоцене, и вулканическая деятельность продолжается. В рельефе подводного склона Камчатки сочетаются узкая абразионная шельфовая терраса и подводные хребты континентального склона, спускающиеся вниз от Камчатского, Кроноцкого и Шипунского мысов и разделяемые глубокими каньонами. Очевидно существует связь этих подводных хребтов, имеющих меридиональные простирания, со структурами древнего плана Камчатки. Это устанавливается рядом линейных аномалий магнитного поля, пересекающих Восточную Камчатку и Курило-Камчатский желоб и продолжающихся, по данным Е.В. Кочергина и М.Л. Красного, на ложе океана. Ступени континентального склона отвечают поверхности седиментационных ловушек, заполненных оползневыми массами и турбидитами мощностью до 3,5 км [47, Gnibidenko, Svarichevsky. 1984]. Барьером для этих ловушек служит ориентированное вдоль оси Курило-Камчатского желоба поднятие фундамента в нижней части склона.

Курильская дуга составляет южную половину Курило-Камчатской дуги в целом. Это мощное горное сооружение, состоящее из двух параллельных горных хребтов, внутреннего и внешнего. Вершины первого составляют Большую Курильскую островную гряду, протягивающуюся от Камчатки до Хоккайдо. Внешний хребет — хр. Витязя — на большем своем протяжении скрыт водами океана, но гребень его выступает над водой в южной части, образуя острова Малой Курильской гряды. На о-ве Хоккайдо горные хребты Курильской системы продолжаются в виде п-ова Немуро и водораздельной возвышенности восточного угла этого острова.

По мнению многих исследователей структуры дуги сформированы на раннемезозойском или герцинском складчатом фундаменте континентального типа. Предполагается, что древний фундамент был переработан тектоническими движениями в олигоцене—миоцене, приведшими к прогибанию Курильской котловины Охотского моря и Курило-Камчатского океанического желоба с образованием между ними остаточного поднятого блока Курильской дуги [23]. Континентальная природа фундамента обосновывается присутствием в меловых эффузиях Малой Курильской гряды ксенолитов гнейсов и гранито-гнейсов, верхнемеловых щелочных

пород континентального ряда, а в Большой Курильской гряде — огромной массы кислого вулканического материала, извергнутого в раннем миоцене. В свете этих данных складчатый фундамент Курильской дуги отвечает эпигерцинской континентальной платформе, сформированной на восточной окраине Евразии в конце мезозоя. Можно предположить, что этот древний фундамент подвергся затем частичной переработке в силу своей недостаточной стабилизированности или в результате изменений теплового режима мантии и коры, возможно вследствие поднятия мантийного диapiro.

Два наиболее глубоких пролива Курильской гряды — Буссоль и Крузенштерна — делят ее на три звена: северное, среднее и южное. Особенностью среднего звена является отсутствие четко выраженного внешнего хребта, тогда как в северном и южном звеньях он развит очень хорошо. По концам гряды внешний хребет смыкается с внутренним, образуя два широких подводных плато — Северо-Курильское и Южно-Курильское. В надводной части внутреннего хребта широко развиты вулканические формы — почти все горы островов Большой Курильской гряды представляют собой вулканические конусы. Вулканические сооружения многочисленны и в подводном рельефе внутреннего хребта. Напротив, о-ва Малой Курильской гряды лишены вулканических построек и в подводном рельефе внешнего хребта преобладают горстово-антиклинальные структуры. Для вулканических конусов Курильской дуги характерно образование ими продольных и поперечных рядов, причем последние явно связаны с поперечными разломами, пересекающими доколь дуги в районе наиболее крупных проливов — Четвертого Курильского, Крузенштерна, Буссоль и Фриза. При этом некоторые вулканы поперечных рядов располагаются уже за пределами собственно горного сооружения Курил, в пределах Курильской котловины и даже на северо-западном континентальном склоне ее. Судя по этому и по некоторым другим морфологическим и геофизическим признакам (например, по положению линейных аномалий магнитного поля), разломы, с которыми связаны эти поперечные ряды вулканов, пересекают не только доколь дуги и фундамент Курильской котловины, но и Курило-Камчатский желоб и выходят на ложе океана, подобно зонам поперечных разломов Восточной Камчатки. Вершинная поверхность хр. Витязя выровнена абразией и образует несколько ступеней с тенденцией к погружению в направлении к среднему звену гряды. Островные шельфы Большой Курильской гряды — это преимущественно абразионные террасы, они очень узки, но смыкаясь с вершинной поверхностью хр. Витязя расширяются до 40–80 км. Внешние края шельфа лежат на глубинах от 140 до 200 м.

Склоны хребтов Курильской дуги круты. Наличие ряда подводных вулканических конусов делает очертания северного склона очень сложными. Внешний, океанический склон Курильской дуги — один из самых высоких склонов земной поверхности, если считать от вершин Курильских вулканов до дна Курило-Камчатского желоба — примерно от 8500 до 10 000 м. В среднем его наклон около $7-10^\circ$, а на отдельных уступах до $20-30^\circ$. На склоне есть две крупные ступени. Одна из них лежит к юго-

востоку от Малых Курил на глубинах 2500–3000 м. В среднем звене дуги есть ступени на глубинах 2000–4400 и 5800–6200 м. Эти ступени соответствуют седиментационным ловушкам, отгороженным от желоба поднятиями фундамента. Мощность осадков в них до 1000–2000 м.

Курило-Камчатский желоб протягивается от Камчатского пролива на севере и до района Сангарского пролива, разделяющего острова Хоккайдо и Хонсю, на юге. Желоб имеет характерный V-образный асимметричный профиль. Северо-западный склон его, со стороны Курило-Камчатской дуги, несколько круче и значительно выше, чем со стороны океана. В приосевой части желоб приобретает корытообразную форму, дно становится плоским. Оно имеет ширину до 12–16 км и лежит в разных частях желоба на разных уровнях, отражая как разную глубину фундамента, так и разную степень заполнения осадками. Нижние части склонов желоба разбиты на блоки и поэтому очертания желоба довольно сложные. Максимальная глубина желоба 9717 м, но на большем своем протяжении он оконтурен изобатой 7 000 м.

Рыхлый осадочный покров Курило-Камчатской дуги имеет чрезвычайно неравномерную толщину. Он очень тонок и прерывист на абразионных отменях островов, на вершинной поверхности хр. Витязя, на крутых уступах склонов и в проливах Курильской гряды. Вместе с тем он обладает большой мощностью между внешним и внутренним хребтами Курильской дуги, в седиментационных ловушках на обращенном к океану склоне дуги. Дно желоба выполнено двухслойной осадочной толщей. Нижняя толща мощностью 200–250 м соответствует продолжению слоя гемипелагических осадков океанского ложа, а верхняя — это так называемый турбидитный клин, сложенный горизонтально-слоистыми отложениями суспензионных потоков и оползневых массами, развитый очень неравномерно в разных частях желоба. Например, в зоне сочленения Курило-Камчатского желоба с Алеутским мощность турбидитного клина около 1 000 м, тогда как в более южных частях желоба колеблется от 100 до 500 м. Особенностью строения осевой части желоба является продолжение поверхности акустического фундамента и осадочного чехла его океанического склона под толщу осадков континентального склона на расстояние до 55 км от оси желоба, сначала с погружением до глубин около 11–12 км, а затем с подъемом до глубин менее 10 км, выявленное сейсмическим зондированием по методу общей глубинной точки. Бурения в Курило-Камчатском желобе не было, но по аналогии с результатами бурения в Алеутском и Японском желобах можно предполагать, что турбидитный клин на дне Курило-Камчатского желоба плиоцен-плейстоценового возраста. Сбросовые дислокации, сопутствующие образованию грабена осевой части желоба, относятся к плиоцену. Сбросовые нарушения особенно четко видны на океаническом склоне желоба. Там выделяется порядка пяти плоскостей разрывов, имеющих простирание, совпадающее с простиранием самого желоба, а падение — от его оси в сторону океана. Кроме того, существует множество разломов вкрест простирания желоба, продолжающихся на краевой вал океанского ложа. Наиболее крупные

из этих поперечных разломов совпадают с продолжениями разломов континентального склона Курило-Камчатской дуги.

В переходной зоне Охотского моря и Курило-Камчатской островной дуги происходит последовательное замещение континентального типа земной коры океанической. Континентальный тип коры отмечается в пределах шельфа северной части моря, шельфов Сахалино-Хоккайдинской системы, Камчатки и большей части Курильской островной дуги. Субконтинентальный (переходный) тип коры характерен для глубокого шельфа центральной части Охотского моря, субокеанический тип — для Курильской котловины, океанический тип — для осевой части желоба и его океанического склона.

Особый интерес представляет поведение параметров, характеризующих кору континентального типа Курильской дуги при приближении к оси желоба. В пределах склона происходит постепенное выклинивание слоя со скоростями порядка 5,0 км/с, появление мощного (до 8 км) слоя со скоростями 2,8 км/с в нижней части склона в форме линзы, и увеличение там же мощности "базальтового" слоя до весьма значительной величины — порядка 26 км, так что суммарная мощность коры там достигает 32 км. Линза слоя со скоростями 2,8 км/с затем выклинивается к оси желоба. Сокращается до характерных "океанических" величин и мощность "базальтового" слоя. И.П. Косминской, М.Р. Пустильниковым, В.И. Кара и Ю.В. Тулиной на поверхности "базальтового" фундамента в осевой части установлены разломы, симметричные по отношению к оси желоба и характеризующиеся падением на обоих склонах желоба в направлении от его оси, что свидетельствует о том, что континентальный и океанический склоны желоба находятся в аналогичных условиях по отношению к действующим здесь силам и одинаково реагируют на них смещением на все большую глубину блоков коры по мере приближения к оси желоба. По мнению указанных исследователей главные действующие силы сосредоточены под осью желоба и прилагаются в вертикальном направлении, тогда как верхние части обоих склонов желоба испытывают в основном напряжения растяжения.

Величины теплового потока в Охотоморском секторе тесно связаны с возрастом последнего тектоно-магматического цикла различных частей этого региона.

Окраину материка Евразии в Японском море слагают складчатые структуры мезозойско-кайнозойского Сихотэ-Алиня, на которые наложен мел-палеогеновый вулканический Восточно-Азиатский пояс, и докембрийские складчатые структуры древней Китайско-Корейской платформы. Впадина Японского моря, своим западным бортом срезающая продолжения структур хр. Сихотэ-Алинь и п-ова Корея, отгорожена от океана горными сооружениями кайнозойских складчатых систем Сахалино-Хоккайдинской и Японской островных дуг. Сахалино-Хоккайдинская система заканчивается в центральной части Хоккайдо и южный выступ ее — п-ов Эримо — разделяет подводные цоколи Курило-Камчатской и Японской дуг. Японская дуга начинается на севере структурами западного выступа о-ва Хоккайдо, п-ова Осима, соединяющимися через мелководье Сангарского

пролива со структурами островов Хонсю, Сикоку и Кюсю. Японская островная дуга имеет сложное гетерогенное строение. В фундаменте ее лежат палеозойские, мезозойские и палеогеновые комплексы с интрузиями различного состава. Современные очертания дуги связаны с позднекайнозойскими движениями. Осадочные отложения миоцена, плиоцена и плейстоцена смяты в складки. Японской дуге свойственна высокая плиоцен-плейстоценовая сейсмическая и вулканическая активность. Крупным поперечным грабеном Фосса-Магна Японская дуга делится на две части: север-ю-восточную дугу, с которой сопряжен Японский желоб у восточного подножия цоколя о-ва Хонсю, и юго-западную, с которой сопряжен желоб Нанкай, протягивающийся вдоль юго-восточного основания цоколя островов Хонсю, Сикоку и Кюсю. Шельфы Сихотэ-Алиня и Сахалина смыкаются в мелководье Татарского пролива, а шельф п-ова Корея — с шельфом южной части Японской дуги в Корейском (Цусимском) проливе. Северная часть впадины Японского моря образована смыкающимися континентальными склонами Приморья и Сахалина, между которыми заключен погруженный на глубины порядка 1500—2500 м участок шельфа Татарского пролива. Крутой континентальный склон Приморья южнее падает к ложу глубокой впадины моря и продолжается далее к югу в континентальном склоне Корейского полуострова, примыкающем к мелководному шельфу Корейского пролива. Эти склоны расчленены многочисленными подводными долинами, а к востоку от п-ова Корея множеством подводных возвышенностей, вследствие чего склон оказывается очень широким — до 280 км.

Глубокая котловина Японского моря разделена на две части обширной подводной возвышенностью Ямато. Последняя состоит из двух хребтов северо-восточного простирания, из которых более северный лежит на продолжении возвышенностей континентального склона п-ова Корея, а более южный на продолжении выступа островного склона южной части о-ва Хонсю. Вершинная поверхность северного склона лежит на глубинах менее 1 000 м, а южного — банка Ямато — на глубинах менее 500 м. К северу от возвышенности Ямато находится Японская котловина, ложе которой — плоская абиссальная равнина, а к югу — меньшая по размерам котловина Ямато, дно которой имеет довольно сложный рельеф благодаря существованию многочисленных гор. Лишь между ними наблюдаются пятна ровного ложа. Ложе Японской котловины оконтурено изобатой 3 000 м и наклонено к северу. В северной части котловины находится максимальная глубина моря — 3699 м.

По морфологии и структуре дна впадина Японского моря очень неоднородна, представляя сочетание прогибов и поднятий. Мелководный шельф Татарского пролива подстилается позднеплиоцен-четвертичным прогибом, заполненным осадками мощностью до 6 000 м. Глубокий шельф северной части моря соответствует системе поднятий, связанных с тектонической зоной Окусири—Кодзима, Южно-Татарской зоной поднятий и Бирско-Бикинской зоной разломов Приморья. Предполагается, что эта зона заложена еще в кембрии или палеозое, но судя по деформациям ее осадочного чехла погружения в ней относятся к четвертичному

периоду. Поднятие центральной части моря — возвышенность Ямато — имеет округлые очертания в целом и состоит из двух хребтов, соединенных в виде подковы, в которую входит с запада грабен Кита-Ямато. Осадочный чехол выполняет на этой возвышенности понижения фундамента и достигает мощности 1 000 м. Вершинная поверхность возвышенности плоская, выровненная абразией, во многих местах лишенная осадочного покрова, так что палеозойские породы континентального фундамента обнажаются. В юго-западной части моря лежат возвышенности Северо-Корейская и Южно-Корейская, служащие подводным продолжением двух архейских массивов п-ова Корея — соответственно массива Кенги и массива Собек, разделяемых прогибом Окчон. В строении обеих подводных возвышенностей участвуют докембрийские образования. Северное окончание Северо-Корейской возвышенности, по-видимому, смыкается под осадочным чехлом ложа Японской котловины с южным окончанием мезозойд Сихотэ-Алиня, а северное продолжение Южно-Корейской возвышенности можно предполагать в районе возвышенности Ямато. Осадочный чехол на Северо-Корейской и Южно-Корейской возвышенностях неравномерен, разорван на гребнях и утолщается до 1 000 м в понижениях фундамента. Продолжение прогиба Окчон к северу уходит в Японскую котловину.

Японская котловина занимает северную часть впадины Японского моря. Ложе ее представляет аккумулятивную равнину. Суммарная мощность осадочного покрова на дне котловины достигает в ее центре 2 500 м, а по бортам не превышает 1 000 м, и местами покров осадков прерывается с обнажением фундамента. Слои нижней осадочной толщи прислоняются к бортам депрессии фундамента, а верхней полого изгибаются и прослеживаются на бортах впадины, постепенно утоняясь. Котловина Ямато лежит между возвышенностью Ямато и северо-западным подводным склоном Японской дуги. И здесь осадочный чехол представлен двумя толщами. Слои нижней из них прислоняются к бортам, а слои верхней воздымаются по склону возвышенности Ямато и Японской дуги. Мощность чехла в этой котловине достигает 1 500 м.

Подводный склон континентальной окраины Приморья и п-ова Корея представляет собой флексурно-разрывную зону, в верхней части которой врезана узкая абразионно-аккумулятивная терраса — континентальный шельф. Ширина его всего несколько километров. Глубина внешнего края порядка 140—180 м. Осадочный чехол местами разорван, так что обнажаются выходы фундамента, а местами утолщается до 500 м, в некоторых местах отмечаются скопления оползневых масс. Подводные каньоны склона большей частью служат продолжениями реликтовых речных долин суши, погребенных осадками шельфа. Подводный склон со стороны п-ова Корея имеет значительно более сложный рельеф, отражающий подводное продолжение упоминавшихся выше архейских массивов суши. Флексурно-разрывная зона подводного склона Японской дуги, обращенного в котловину Японского моря, осложнена выступающими к северу массивом Корейского пролива и подводными хребтами Оки, Нотто и Садо.

В массивном выступе шельфа о-ва Хонсю шириной до 110 км и склона к северо-востоку от Корейского пролива можно предполагать северное окончание структур островной дуги Нансей-Шото, пересекающих на о-ве Кюсю юго-западное окончание структур Японской дуги. Хребет Оки протягивается от берегов о-ва Хонсю, и его вершинная поверхность, срезанная в южной части абразией, образует выступ островного шельфа. Хребет протягивается, погружаясь, к южному склону возвышенности Ямато. Он сложен комплексом пород, аналогичным породам этой возвышенности. Хребет Нотто служит подводным продолжением структур п-ова Нотто. Глубокий подводный каньон Тояма отделяет его от лежащего восточнее подводного хребта с о-вами Садо. Оба эти хребта служат подводным продолжением структур массива Хида о-ва Хонсю. Каньон Тояма лежит на северном продолжении грабена Фосса-Магна и северное продолжение этого крупного линеамента, возможно, служит восточной границей возвышенности Ямато. Осадочный чехол в пределах северо-западного склона Японской дуги неравномерен, слои его кое-где смяты в конседиментационные складки, мощность чехла иногда достигает 2 000–3 000 м, местами же ничтожна.

Фундамент котловины Японского моря также неоднороден. Континентальные окраины представлены корой континентального типа мощностью до 25 км. В составе коры присутствуют "гранитно-метаморфический" слой со скоростями сейсмических волн порядка 5,0–5,8 км/с, "базальтовый" слой со скоростями 6,2–7,0 км/с, а кровля мантии характеризуется скоростями 7,8–8,3 км/с. Подобный, но с мощностью сокращенной до 15–18 км, тип коры отмечен для подводных возвышенностей. В котловинах строение коры напоминает океаническое, это субокеанический тип коры, где под осадочным чехлом мощностью до 3–5 км лежит слой со скоростями 4,2–6,2 км/с, похожий на "второй" слой коры океанического типа, и его подстилает "базальтовый" слой со скоростями 6,2–7,0 км/с, но сокращенной мощности в сравнении с корой возвышенностей и континентальных окраин. Суммарная мощность коры в котловинах 11–15 км.

Магнитное и гравитационное поле в котловине Японского моря сравнительно однородны, но примечательно сходство направлений линейных аномалий с направлениями системы мезозойских линейных аномалий Северо-Западной котловины океана. Величины теплового потока на дне котловины Японского моря имеют повышенные значения.

В 31-м рейсе "Гломар Челленджера" пробурены в Японском море четыре скважины [39, Karig, Ingle et al., 1975]. На основании данных, полученных при бурении скв. 299, установлено, что верхняя часть осадочного чехла на северо-востоке котловины Ямато, на глубине 475 м находятся отложения верхнего плейстоцена и нижнего плиоцена (пески, алевроиты, глины); последние представлены глинами и алевролитами нижнего плиоцена — вскрытая мощность которого 57 м. По заключению участников рейса эти отложения относятся к турбидитным образованиям, выносимым подводным каньоном Тояма. Скважинами 300 и 301, пробуренными в восточной части Японской котловины, вскрыт осадочный разрез

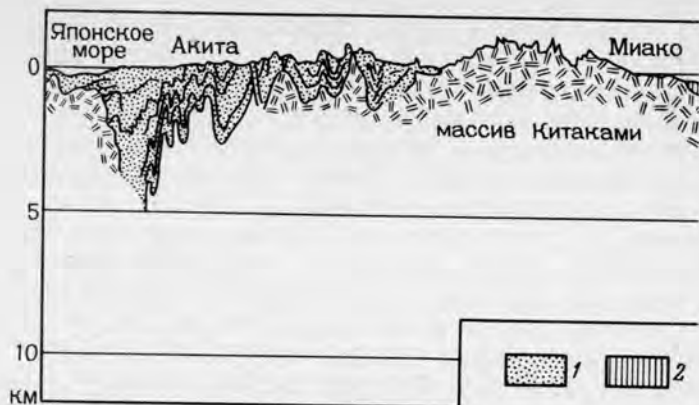


Рис. 1. Структурный профиль Японской островной дуги и жело-
1-3 - отложения (1 - плейстоцена, 2 - палеогена, 3 - мела);

от плейстоцена (240,5 м в скв. 301 и 117 м в скв. 300) до плиоцена (256 м в скв. 301). Этот разрез представлен песками, алеврититами, алевритистыми глинами и глинистыми диатомитами. В низах разреза обнаружено высокое содержание этана и метана. Скважина 302 пробурена на северном окончании возвышенности Ямато; в результате бурения установлен непрерывный осадочный разрез от плейстоцена (66,5 м - глинистые диатомовые илы и цеолитовые глины) до плиоцена и верхнего миоцена (281,5 м - диатомовые илы и 177 м - цеолитовые глины). У забоя скважины пройдено 2 м немых зеленовато-серых алевритовых песков и туфов, сопоставимых с нижнемиоценовыми вулканическими породами формации зеленых туфов о-ва Хонсю.

Примечательно, что континентальные и островные склоны котловины Японского моря пересекают все древние структуры, продолжающиеся в фундаменте склонов и в значительной мере прослеживаемые в центральных ее частях. Обнаруживаемое в котловине Японского моря повсеместное прислонение слоев нижней толщи осадочного чехла, несогласно залегающей на домиоценовом фундаменте, свидетельствует, по мнению М.П. Антипова, о резком кратковременном импульсе опускания, произошедшем на рубеже раннего и среднего миоцена, создавшем глубокую котловину этого моря. Формирование котловины продолжалось в ходе относительно медленных прогибаний, при которых шло формирование верхней осадочной толщи. В результате также кратковременных постседиментационных опусканий четвертичного времени, вызвавших деформации осадочного чехла, котловина моря приобрела современную морфологию.

Японская островная дуга имеет сравнительно небольшую протяженность - примерно 1 500 км, но широкий в основании цоколь: его ширина достигает 460 км. Внешние склоны Японской дуги разделены на северную и южную части причленением к ней в районе п-ова Босо север-



ба. По Ван Хьюену и др. (1982 г.)

4 – складчатый фундамент

ной оконечности островной дуги Ситито-Огасавара (Идзу-Бонин). Японский желоб протягивается от широты Сангарского пролива до широты зал. Сагами. На севере желоб смыкается с оконечностью Курило-Камчатского желоба и, возможно, его окончание выклинивается на подводном склоне о-ва Хоккайдо в подводной долине зал. Немуро. На юге он смыкается с северным окончанием желоба Идзу-Огасавара (Идзу-Бонин) и здесь также возможно выклинивание его оконечности в подводной долине зал. Сагами. Надводную часть Северо-Восточной Японской дуги слагают невулканическое плато Китаками-Абакума с океанской стороны и вулканический внутренний хребет (зона Зеленых туфов). Шельф в этой части дуги имеет ширину в два-три десятка километров, а на континентальном склоне располагается ряд широких террас на глубинах порядка 1 600–1 900 м, так называемая "глубокая" терраса, и 3 500–5 000 м ("среднесклонная" терраса), ширина которых достигает 55 км. За этими террасами склон круто падает к глубинам Японского желоба. Этот желоб на всем своем протяжении оконтурен изобатой 7 500 м. Максимальная глубина 8 130 м (8 412 м) находится в южной половине желоба. Склон желоба с океанской стороны раздроблен системой нормальных конседиментационных сбросов (рис. 1).

Поверхность "глубокой" террасы, лежащей на глубинах порядка 1 600–1 900 м, отвечает аккумулятивной линзе мощностью до 4 000–5 000 м, сложенной недеформированными слоями осадков, несогласно лежащими на фундаменте. Поднятие этого фундамента в форме внешнего хребта дуги отгораживает седиментационные ловушки, играя роль барьера, подпруживающего движение осадочного материала вниз по склону. Над сводом внешнего хребта мощность осадочного покрова сокращена до 2 000 м, но вновь возрастает ниже по склону и достигает наибольшей величины 5 000–6 000 м в аккумулятивной линзе под "среднесклонной" террасой.

Слагающая эту призму масса осадков имеет чешуйчатую структуру, несет признаки крупных оползней, несогласий и тектонического уплотнения, сопровождающегося выжиманием поровой воды и проникающим растрескиванием. Дно Японского желоба имеет плоскую поверхность и заполнено турбидным клином терригенных осадков плейстоцена, несогласно налегающих на наклоненную в сторону континентального склона поверхность слоя пелагических осадков океанического склона желоба. Эта поверхность прослеживается по результатам многоканального сейсмического зондирования под аккумулятивной призмой континентального склона на расстояние до 30 км, сначала сохраняя свой наклон, а затем испытывая поднятие. Ось наибольшего прогиба этой поверхности находится таким образом западнее современной оси желоба.

На основании глубоководного бурения в 56 и 57-м рейсах "Гломар Челленджера" (скважины 434—441) на континентальном склоне Японского желоба установлено, что внешний хребет фундамента сложен континентальными породами домелового возраста и поверхность фундамента отвечает поздне меловому несогласию, прослеживаемому с суши, с массива Китаками [39, von Huene, Langseth, 1980]. Этот внешний хребет в меловое время поднимался над уровнем океана и был той палеосушей Ойясио, существование которой давно уже предполагалось японскими геологами, как источника сноса терригенного материала в геосинклинальную зону Симанто. Возраст осадочной линзы, заполняющей седиментационную ловушку под "глубокой" террасой континентального склона — от позднего мела до плейстоцена, но свод внешнего хребта покрывают осадки только от плиоцена до плейстоцена и лишь по флангам — от миоцена (скважины 438 и 439). Это позволяет предполагать, что погружение палеосуши Ойясио произошло не ранее плиоцена. Внешний край суши Ойясио находился, вероятно, значительно восточнее, так как терригенные осадки и признаки погружения прослеживаются в разрезе осадочного чехла к востоку вплоть до "среднесклоновой" террасы (скважины 440 и 441).

Природа аккумулятивной (аккреционной) призмы в нижней части континентального склона северо-востока Японской островной дуги дискуссионна. Сторонники концепции тектоники плит хотели бы видеть в ней результат субдукции, пододвигания океанической плиты под Японскую островную дугу. Однако терригенный состав осадков, слагающих эту аккреционную призму, признаки формирования их в условиях континентального склона и погружения палеосуши Ойясио, отсутствие здесь пелагических океанических осадков — все это делает предположение о связи аккреционной призмы с субдукцией маловероятным. Формирование этой призмы скорее всего происходило в условиях осциллирующей внешней суши Ойясио, т. е. иными словами — миграций границы океан—континент. Накоплению аккреционной призмы, по-видимому, предшествовало погружение в позднем мелу внешнего края палеосуши на океанские глубины и образование прогиба в основании континентального склона, сохранившегося в морфологии погребенного под аккреционной призмой акустического фундамента. Граница океан—континент сместилась

при этом к западу от своего прежнего положения. В образовавшийся прогиб сбрасывалась лавина терригенного материала с продолжавшей сохранять свое высокое положение суши Ойясио. С формированием аккреционной призмы внешний край континентального склона и ось глубоководного желоба, т. е. граница океан—континент, вновь сместилась к востоку. Интенсивный сброс терригенного материала в желоб сократился с последовавшим в плиоцене погружением палеосуши Ойясио.

Подводная окраина юго-запада Японской островной дуги окаймляется узкой полосой шельфа, лишь в заливах расширяющегося до 20–30 км. У мысов это узкая абразионная терраса, в заливах — аккумулятивная терраса. Верхняя часть континентального склона круто падает к так называемой террасе Тоса, лежащей на глубинах порядка 1000–2000 м, шириной около 55–70 км. По своей структуре эта терраса аналогична "глубокой" террасе северо-востока Японской дуги: она сформирована также за счет барьерного поднятия внешнего хребта фундамента и заполнения седиментационных ловушек осадками. Еще ниже на склоне лежит "нижнесклоновая" терраса, аналогичная "среднесклоновой" террасе в Японском желобе. Здесь такая терраса лежит на глубинах 4600–4750 м и ширина ее невелика. Вдоль подножия склона протягивается глубоководный желоб Нанкай. Склон желоба со стороны котловины Сикоку (Филиппинское море) очень пологий и невысокий, практически почти не выраженный в рельефе. Восточное окончание этого желоба выклинивается на склоне о-ва Хонсю в зал. Куманонада, а западное — у седловины, образуемой приращением к континентальному склону плато Амами и хр. Кюсю-Палау. Желоб оконтуривается изобатой 4800 м и максимальная глубина его 4898 м. Плоское дно желоба имеет ширину до 55–75 км и сложено, как показало бурение в 87-м рейсе "Гломар Челленджера" (скв. 582), турбидитным клином недеформированных плейстоценовых терригенных осадков, несогласно лежащих на наклонном к основанию континентального склона слое нижнеплейстоценовых и верхнеплиоценовых гемипелагических осадков ложа котловины Сикоку Филиппинского моря. Скважины 583 А, В, С, D, E, F, G этого же рейса были пробурены на упоминавшейся выше террасе, расположенной на глубинах 4600–4750 м. Скважины вскрыли толщу гемипелагических осадков и терригенных турбидитов, сходных с осадками, заполняющими дно желоба. Вместе с тем в скважинах обнаружены разрывные дислокации и изгибы слоев, отвечающие представлениям о наклонном сбросе, смещающем коровой блок нижней части склона вниз относительно террасы. Осадки в основании склона, южнее этого разлома, имеют характер оползневой массы [23].

Окраина континента Евразии в Восточно-Китайском и Южно-Китайском морях сложена докембрийскими складчатыми структурами древней Китайско-Корейской платформы с наложенным на них вдоль части побережья Катазиатским вулканогенным кайнозойским поясом. Структуры этой платформы продолжаются до Тонкинского залива, где сменяются выступами полуостровов Индокитай и Малакка, представленных складчатыми структурами мезозойского периода, продолжающихся к югу в цоколе Зондско-

го шельфа и обтекающих на п-ове Индокитай Индосинийский массив байкальской складчатости.

Восточно-Китайское море отделено от открытого океана, в данном случае от Филиппинского моря, островной дугой Нансей-Шото. Почти все пространство этого моря занято континентальным шельфом. Северная часть шельфа — обширное континентальное Желтое море с Бохайским заливом. Дно этого моря представляет собой аккумулятивную равнину с глубинами порядка 55 м и нигде не более 125 м. Однако в горле Желтого моря поверхность аккумулятивной равнины кое-где прорывают скалистые выступы фундамента, сложенные палеоген-неогеновыми вулканитами. Шельф Восточно-Китайского моря, лежащий южнее, занимает также обширное пространство, протягиваясь от Корейского пролива до Тайваньского пролива. Внешний край шельфа лежит на глубинах порядка 120 м. Ширина шельфа в районе устья р. Янцзы достигает 550 км, но он сужается до 180 км на входе в Корейский пролив и до 130 км в Тайваньском проливе. От края шельфа континентальный склон падает ко дну котловины Окинава. Плоское дно этой котловины полого наклонено с севера на юг от южного окончания Японской дуги к о-ву Тайвань и от основания континентального склона к склону островной дуги Нансей-Шото. Наиболее глубокая южная часть котловины оконтурена изобатой 2 000 м, а максимальная глубина ее 2270 м.

Островная дуга Нансей-Шото представляет собой крупное горное сооружение, вершины которого поднимаются над водой в виде островов Нансей-Шото (Рюкю), самый крупный из которых — Окинава. Острова, лежащие на внутренней, обращенной к континенту стороне дуги преимущественно вулканические, а расположенные на внешней стороне дуги сложены смятыми в складки осадочными породами от палеозоя до неогена, прорванными гранитными и габброидными интрузиями. Кайнозойская складчатая зона Нансей-Шото связывает Японскую дугу с кайнозойской же складчатой структурой о-ва Тайвань. Склон дуги Нансей-Шото в сторону Филиппинского моря очень крут в верхней своей части до террасы, лежащей на глубинах порядка 2 000—3 000 м. От края этой террасы склон снова круто падает ко дну желоба Нансей-Шото. Этот желоб протягивается от седловины, отделяющей его от желоба Нанкай, на юго-запад от континентального склона о-ва Тайвань, в подножие которого он слепо утыкается под прямым углом к простиранию склона. Большая часть желоба оконтурена изобатой 6500 м. Максимальная глубина желоба 7790 м находится в его центральной части. Дно желоба местами плоское, местами неровное.

Структура фундамента в Восточно-Китайском море представлена системой протяженных узких хребтов и межгорных впадин (рис. 2). Они в разной степени перекрываются осадочным чехлом, в общем, очень мощным в этой части подводной окраины Евразии. На севере Желтого моря под сравнительно маломощным покровом осадков находится северо-восточное подводное продолжение структур Шаньдунского полуострова. Южнее, в горле этого моря, под осадочным чехлом, мощность которого изменяется от 100 м в прибрежных частях до 1 000 м в центральной

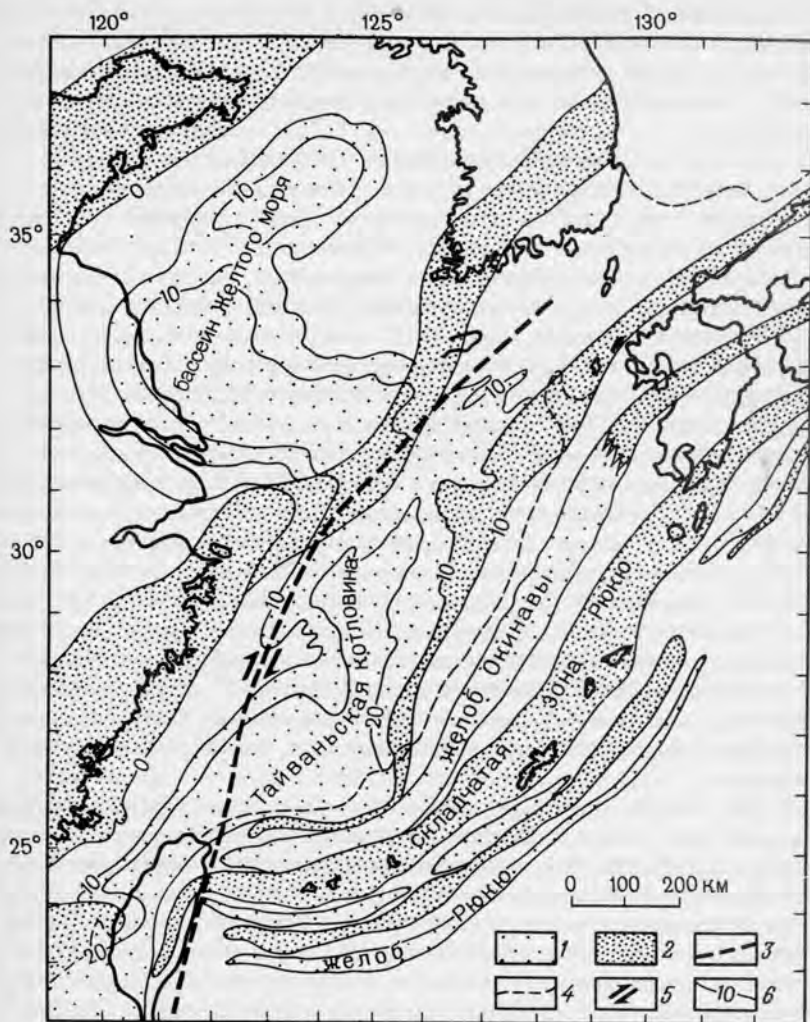


Рис. 2. Структурная схема Восточно-Китайского моря. По К. Эмери и др. (1969 г.)

1 – котловины; 2 – поднятия фундамента; 3 – континентальная флексура; 4 – край континентального шельфа; 5 – направление смещений; 6 – мощность осадков (в сотнях метров)

части горла, тянется хребет фундамента, являющийся подводной частью Фукьен-Рейнанского массива Южной Кореи и юга КНР. Впадина между этими двумя поднятиями фундамента шельфа Желтого моря заполнена мощной толщей осадков, состоящей из двух толщ: маломощной палеогеновой, несогласно залегающей на неровностях допалеогенового фундамента,

и лежащей на ней вновь несогласно мощной и почти горизонтально-слоистой толщи осадков от неогена до современных. Суммарная мощность осадочного чехла в этой впадине превышает 1 500 м. Под внешним краем шельфа Восточно-Китайского моря протягивается поднятие фундамента, ассоциируемое со складчатой зоной о-в Тайвань—Синдзи, связывающей о-в Тайвань с островами Кюсю и Хонсю. Складчатость в этой зоне началась в палеогене и завершилась в неогене. В южной своей части это поднятие образует округлый выступ континентального склона. Свод его на большем протяжении погребен под 800-метровой толщей осадков, но в некоторых местах осадочный чехол прерывается, обнажая коренные породы — осадочные и кислые изверженные. Впадина фундамента под шельфом Восточно-Китайского моря полностью заполнена толщей осадков мощностью более 2 000 м. К северу она выклинивается на подходах к Корейскому проливу, где мощность осадочного чехла менее 200 м, но к югу продолжается в Тайваньский пролив и на западное крыло складчатого сооружения о-ва Тайвань. Под шельфовой аккумулятивной равниной пролива мощность осадочного чехла более 2 000 м, а на западном крыле даже до 5 000 м. Осадочный чехол шельфа Восточно-Китайского моря, так же как и чехол Желтого моря, представлен двумя толщами: палеогеновой, несогласно лежащей на поверхности допалеогенового фундамента и заполняющей его неровности, и неогеновой, лежащей на выровненной палеоген-неогеновой поверхности несогласия и практически горизонтально-слоистой. Дно котловины Окинава выполнено осадочной толщей мощностью более 1 200 м. Впадина фундамента этой котловины на севере продолжается в складчатой зоне Амакуза о-ва Кюсю и в прогибе внутреннего Японского моря. Складчатость в этой зоне завершилась в палеогене.

Антиклинорий дуги Нансей-Шото испытал складчатость в неогене. Свод антиклинория местами несет погруженные коралловые рифы плейстоценового возраста. Современные коралловые рифы обрамляют берега некоторых островов гряды Нансей-Шото. На юго-восточном склоне дуги Нансей-Шото протягивается параллельно ее общему простиранию внешний хребет фундамента, образующий барьер для осадочного материала, заполняющего седиментационные ловушки под поверхностью террасы, лежащей на глубинах 2 000—3 000 м. Мощность осадочной толщи в таких ловушках от 600 до 2 700 м. По своей структуре эта терраса аналогична террасе Тоса на склоне юго-запада Японской дуги. Склон дуги Нансей-Шото выше и ниже террасы очень крут и покрыт лишь тонким чехлом осадков, во многих местах прерывающимся с обнажением коренных пород фундамента. Дно желоба Нансей-Шото местами выполнено осадками и имеет плоскую поверхность, местами почти лишено их и оказывается там неровным. В ячейках осадочного заполнения мощность турбидитного клина достигает 600 м.

Шельф Восточно-Китайского моря в Тайваньском проливе смыкается с континентальным шельфом Южно-Китайского моря. На краю шельфа лежит складчатое кайнозойское сооружение о-ва Тайвань. Структуры его ориентированы в северо-северо-восточном направлении. Центральная

часть острова представляет собой ядро антиклинория, у которого сохранилось западное крыло, погружающееся под осадочный чехол шельфа Тайваньского пролива, тогда как восточное крыло обрублено разломом со стороны западной оконечности желоба Нансей-Шото и ложа Филиппинской котловины.

Структурное обрамление котловины Южно-Китайского моря сложно и неоднородно. Северный борт впадины примыкает к окраине древней эпибайкальской Китайской платформы. Западный борт представлен байкальским Индосинийским массивом Индокитая и продолжающимися под Зондским шельфом мезозоидами Индокитая, Малакки, Суматры и Калимантана. Юго-восточный борт котловины образован структурами кайнозойской складчатости юга и мезозоидами основного массива о-ва Калимантан, к которому примыкает блок о-ва Палаван, сложенный смятыми в складки породами пермского возраста, интродуцированными меловыми гранитами и перекрытыми палеогеновыми аркозовыми песчаниками. На востоке обрамление впадины Южно-Китайского моря слагает кайнозойские складчатые структуры Западно-Филиппинской дуги.

Шельф у берегов КНР довольно широк, порядка 75–110 км, и расширяется в Тонкинском заливе до 370–460 км, где лежит о-в Хайнань. Однако вдоль южной части восточного побережья Индокитая шельф сужается до узкой полоски шириной в несколько километров. Зато южнее, в области Зондского шельфа, мелководье достигает огромной ширины — 750–900 км. Глубины Зондского шельфа большей частью 50–70 м. Внешний край шельфа лежит на глубине примерно 140 м. Поверхность Зондского шельфа пересечена рядом реликтовых речных долин субаэрального происхождения. Шельф становится вновь узким вдоль северо-западного побережья Калимантана и берегов Палавана, но особенно узок он вдоль берегов Филиппинских островов — там ширина его менее 1 км и только в заливах он расширяется до нескольких километров.

В противоположность выровненным поверхностям шельфов континентальные склоны в котловине Южно-Китайского моря большей частью имеют очень сложный рельеф. Профиль их имеет ступенчатый характер со стороны подводной окраины Китайской платформы. Здесь на поверхности континентального склона лежит несколько широких ступеней с холмами и горами, вершины которых поднимаются близко к поверхности воды. Вершинами таких гор на склоне являются о-ва Пенхуледао и банка Маклефилд. Ступени эти сложены сброшенными блоками континентальной окраины; в самой нижней части ее часто встречаются оползневые массы. Склон южной части восточного края Индокитая, напротив, очень крут. Подножие континентального склона всего северо-западного борта котловины Южно-Китайского моря лежит на глубинах 3500 м. Далее к востоку от склона располагается плоская абиссальная равнина центральной части моря на глубинах около 4350 м. Континентальный склон со стороны Зондского шельфа значительно положе, хорошо выровнен и сравнительно полого спускается ко дну котловины, постепенно переходя к аккумулятивному шлейфу и к абиссальной равнине ложа котловины. Поверхность аккумулятивного шлейфа прорезана рядом долин

суспензионных потоков с прирусловыми валами. Южная и восточная части котловины имеют очень расчлененный рельеф. Крутой континентальный склон Калимантана падает к глубинам желоба Палаван, протягивающегося от района Брунея до средней части о-ва Палаван. Желоб оконтурен изобатой 2 000 м и его максимальная глубина 2850 м. К северу от о-ва Палаван и вдоль западной окраины северной группы Филиппинских островов континентальный склон очень крут, осложнен террасой на глубинах порядка 2600 м. В основании склона лежит узкий и глубокий Манильский желоб с глубинами более 5 000 м в его южной части и более 4 000 м — в северной части. Максимальная глубина 5259 м. Этот желоб тянется от северной оконечности о-ва Палаван до южной оконечности о-ва Тайвань. Параллельно ему, в пределах склона дуги, протягивается желоб Лусон с глубинами до 3200 м. К западу от желоба Палаван располагается оконтуриваемая изобатой 2 000 м обширная область множества подводных гор, увенчанных коралловыми рифами — так называемое "Опасное дно". Протяженность этой области до 900 км, ширина до 550 км. Ее коралловые рифы были причиной многих кораблекрушений. Крупнейшим является риф Рид. Севернее этого района и западнее желоба Лусон располагаются подводные горы и холмы, но менее многочисленные.

В структуре дна Южно-Китайского моря важную роль играет ряд крупных линейных поднятий фундамента — Хорат и Кон-Сон, Тенггол, Натуна и др. Под поверхностью аккумулятивной равнины Зондского шельфа они образуют сложную сеть погребенных осадками порогов, разделяющих котловины фундамента, выполненные мощными осадочными толщами. Таковы котловины Таи (более 3 000 м), Малайская (около 1 000 м), Меконг (более 4 000 м), Пенью и Западная Натуна (более 5 000 м), Соиканг (более 5 000 м), Саравак (не менее 8 000–9 000 м). Возраст осадочных толщ в этих котловинах — палеоген—неоген. Выступы фундамента на о-вах Натуна представлены мезозойскими и палеогеновыми консолидированными осадочными породами с интрузиями диоритов, габбро, диабазов и ультрабазитов. Выступы фундамента на островах Анамбас представлены преимущественно гранитами позднего мела. Острова Тамбелан сложены вулканитами кислого и основного состава.

Погребенный под осадками хребет фундамента, ориентированный в северо-восточном направлении, подстилает внешний край шельфа вдоль побережья КНР, образуя седиментационную ловушку, полностью заполненную мощными осадочными толщами. Ряд примерно параллельных хребтов фундамента, с тем же северо-восточным и меридиональным простиранием протягивается в пределах самой котловины Южно-Китайского моря. Три из них лежат в пределах континентального склона со стороны КНР, и именно с ними связаны упоминавшиеся ступени континентального склона, два — в доколе поднятий южной части моря, три тянутся вдоль западного склона Западно-Филиппинской дуги и ориентированы они уже в меридиональном направлении. Поднятия фундамента в южной части моря имеют складчато-глыбовую структуру, надстроенную вулканическими пиками, в свою очередь увенчанными коралловыми рифами, и рассмат-

риваются многими авторами в качестве погруженной континентальной складчатой системы. Аномальное магнитное поле этой области имеет мозаичный характер. Фрагментом ее считают поднятый горстовый блок о-ва Палаван. Он сложен интенсивно смятыми в складки осадочными и вулканическими породами пермского возраста, с гранитными интрузиями мелового возраста. Палеогеновые аркозовые песчаники Палавана образовались, по-видимому, за счет размыва гранитных массивов, находящихся в южной части моря до того, как эти массивы были погружены на современные глубины.

Поднятия фундамента котловины Южно-Китайского моря выстилает осадочный чехол, слагаемый двумя толщами. Нижняя полуконсолидированная толща относительно согласно облекает структуры фундамента и местами она даже отвечает обнажениям акустического фундамента. Возраст ее предположительно неогеновый (миоцен-плиоценовый). Верхняя толща представлена лежащими несогласно на нижней толще турбидитами плиоцен-плейстоцена, выполняющими центральную котловину моря, образующими аккумулятивные шлейфы континентальных склонов и турбидитные клинья в желобах Палаван, Манильском и Лусон. Суммарная мощность осадочной толщи под поверхностью абиссальной равнины центральной котловины Южно-Китайского моря достигает примерно 3 000 м. Мощность турбидитных клиньев на дне желобов до 2 000 м. Поднятие южной части моря практически покрывается лишь осадками первой, нижней, толщи, и только в карманах между гребнями и отдельными горами формируются локальные накопления осадков верхней толщи.

Значительная глубина впадины Южно-Китайского моря и относительно малая мощность накопившихся в ее центральной и южной частях осадков свидетельствуют, по-видимому, о молодости котловины, образовании ее в результате погружения в неогене континентальных блоков фундамента, ранее составляющих единый массив с мезозоидами Калимантана и Индокитая.

ИНДОНЕЗИЙСКИЙ СЕКТОР

К юго-востоку от Южно-Китайского моря располагается один из сложнейших по своей морфологии и тектонике участков переходной зоны западной окраины Тихого океана — область Индонезийского или Австрало-Азиатского средиземного моря. Филиппинская и Молуккская островные дуги ограничивают ее с востока, отделяя от Филиппинского моря, а система островных дуг и дополняющих их подводных хребтов разделяют котловину Сулу, Сулавеси, Горонтало, Северную и Южную Макаassarские, Боне, Банда, Вебер, Ару, Флорес и Саву. С островными дугами сопряжены и узкие глубокие желоба, из которых примечательны Талауд, Серам и Тимор. Островные шельфы, за исключением широкого шельфа Яванского моря, лежащего между Явой и Калимантаном и представляющего собой восточное продолжение Зондского шельфа и имеющего ширину до 550–900 км, очень узки, а склоны подводных цоколей островных дуг круты и сложно расчленены. Глубины в котловинах и желобах Индоне-

ской дуги. Южным продолжением Филиппинской дуги служит дуга Молуккских островов, имеющая также сложное строение, возможно, представляющая собой также мозаику структур разной природы. Внутренние хребты этой дуговой системы — Сангихе и Талауд — представлены собственно двойной островной дугой, с которой сопряжен глубоководный желоб Талауд. Этот желоб является одной из ветвей южного окончания Филиппинского желоба. Остров Хальмахера — тектонический меланж с включением фрагментов раздробленного палеозойского фундамента; его можно рассматривать, как подобие раздробленной окраины Зондской плиты на краю палеозойского массива Новой Гвинеи.

Вершины горст-антиклинориев Филиппинской островной дуги — это острова Лусон, Миндоро, Панай и Негрос на внутреннем хребте дуги и острова Самар, Лейте, Минданао — на внешнем. На гребне внутреннего хребта Молуккской дуги лежат о-ва Сангихе, на внешнем — о-ва Талауд. Остров Хальмахера образует своего рода фронтальный массив, отделяемый от остальной части дуги желобом Талауд, но связанный подводными хребтами с цоколем п-ова Вогелькоп Новой Гвинеи.

Островные шельфы Филиппинской и Молуккской дуг большей частью очень узки, порядка нескольких километров или даже сотен метров вдоль берегов, обращенных к глубоководным желобам и котловинам Индонезийских морей, но расширяются в заливах, вдоль берегов, ориентированных под углом к общему простираанию дуг, и в проливах между островами над вершинными поверхностями горст-антиклинориев. Континентальные склоны, обращенные в сторону Филиппинского моря, имеют довольно сложные очертания. В северной части Филиппинской дуги склон разделен разветвлением ее цоколя на хребты Северо-Лусонский и Гагуа, отходящий от первого к востоку. Глубины над гребнем хр. Гагуа порядка 2800 м, а в желобе между ним и Северо-Лусонским хребтом — до 4800 м. На склоне северной части о-ва Лусон существует широкая ступень на глубинах 3500—4000 м, от края которой склон круто падает к желобу с глубинами порядка 5200 м, который можно рассматривать в качестве северного звена Филиппинского желоба, отделенного от основной части этого желоба седловиной с глубинами около 4000 м. Эта седловина связывает склон юго-восточной части о-ва Лусон с подводным плато Бенхем, почти полностью отделенным от цоколя Филиппинской островной дуги глубоководными желобами.

Плато Бенхем представляет собой крупный горст ортогональных очертаний. В структуре фундамента видны три ориентированных в северо-северо-восточном направлении массива, гребни которых сглажены осадочным покровом мощностью порядка 400—500 м, с образованием плато на глубинах около 3500—4000 м. Выступы гребней фундамента кое-где прорывают осадочный чехол по краям плато и в его средней части. На южном краю плато выступ фундамента образует банку Бенхем с глубиной всего 38 м. Разломы, обрубаящие западный и восточный склоны плато, очень близки по своим направлениям к направлению разломов, ограничивающих горстовую структуру хр. Палаван Индонезийского региона. Глубинным сейсмическим зондированием на плато Бенхем обнаружена

земная кора, очень близкая по строению к фундаменту о-ва Лусон и опущенных блоков континентального склона Китайской платформы. По данным глубоководного бурения (скв. 292 31-го рейса "Гломар Челленджера") установлено, что акустический фундамент под вершинной поверхностью плато сложен базальтами, изверженными в мелководных условиях и перекрытыми мелководными осадками эоцен-олигоцена [39, Carig, Ingle et. al., 1975]. Сменившие их выше по разрезу пелагические осадки от эоцена до плейстоцена свидетельствуют о погружении плато на современные глубины. Можно предполагать принадлежность плато Бенхем в прошлом к континентальному массиву Палаван. Отчленение плато Бенхем от остального массива Зондской плиты было вызвано, вероятно, развитием Восточно-Филиппинской дуги, наложившейся на систему структур Индонезийских морей.

К югу от плато Бенхем склон Филиппинской дуги очень круто падает ко дну Филиппинского желоба. Этот желоб протягивается отсюда к югу на расстояние более 1700 км и выклинивается в восточной ветви своего южного окончания близ берегов о-ва Хальмахера, тогда как западная ветвь этого окончания — желоб Талауд — спускается на юг до о-ов Оби. Филиппинский желоб оконтурен изобатой 6 000 м, но на значительном протяжении глубины в нем превышают 8 000 м — это один их глубочайших желобов Мирового океана. Максимальная глубина желоба 10265 м находится в его центральной части близ о-ва Минданао. Склон Филиппинской дуги к северу от о-ва Самар прорезан глубоким каньоном, вероятно, связанным с поперечным разломом северо-западного направления. К югу от о-ва Минданао от Филиппинского желоба ответвляется желоб Талауд. В развилке между ними лежит подводный хребет северной ветви о-ва Хальмахера. Дно Филиппинского желоба на большем его протяжении плоское, выполненное турбидитным клином.

Все восточное и южное обрамление Австрало-Азиатского средиземного моря высокосейсмично. Здесь велика концентрация очагов землетрясений, отмечающих наклонно-падающие фокальные зоны, уходящие в глубь под Филиппинскую островную дугу. От пояса землетрясений, протягивающегося вдоль Филиппинской дуги и дуги Банда, отходит к западу ветвь по северной дуге Сулавеси и другая ветвь — вдоль северной части Новой Гвинеи. В целом этот регион является одним из наиболее активных сейсмических регионов Земли.

Филиппинское море является как бы внешним форпостом переходной зоны западной части Тихого океана: в тылу его не основной массив континента, а гирлянда островных дуг и котловин краевых морей. От открытого океана котловина Филиппинского моря отделена системой островных дуг Ситито-Огасавара (Идзу-Бонин), Марианской, Яп и Палау. Котловина моря очень велика — ширина ее с востока на запад около 2200 км, а с севера на юг 2800 км, глубины ее практически те же, что и в западной части Тихого океана — порядка 5500–6500 м. Большая часть котловины имеет очень сложный блоково-холмистый рельеф со сравнительно небольшой амплитудой расчленения — порядка нескольких сотен метров, причем дно понижений местами выровненное, плоское. Наряду

с этим в котловине Филиппинского моря имеется ряд крупных поднятий. Наиболее примечательным является огромный по своей протяженности подводный хр. Кюсю-Палау, протягивающийся через всю эту котловину от западной оконечности Японской дуги до островной дуги Палау, служащей его продолжением. В свою очередь южное продолжение хребта и желоба Палау можно предполагать в подводном хр. Тоби и желобе Айю, выклинивающихся на широте о-ва Хальмахера. Хребет Кюсю-Палау имеет в основном блоковую структуру, но наряду с многочисленными раздробленными блоками отмечаются и обособленные конические горы. Вершина одной из них в средней части хребта достигает уровня океана — это риф Паресе-Вела. В целом хр. Кюсю-Палау по своей морфологии очень близок к расположенным восточнее островным дугам Ситито-Огасавара и Марианской. К северной части этого хребта подходят и частично даже примыкают к нему поднятия, объединяемые названием возвышенность Бородино — блоковые хребты Дайто, Оки-Дайто и плато Амами. Вершинные поверхности этих хребтов и плато, лежащие на глубинах порядка 2 000—3 000 м, выровнены, склоны круты и сложно расчленены. Понижения дна между ними имеют сравнительно ровную поверхность.

Хребтом Кюсю-Палау котловина Филиппинского моря делится на две части: западную, носящую название Филиппинской котловины, и восточную — с котловинами Паресе-Вела в южной части и Сикоку — в северной. Филиппинская котловина в свою очередь делится на две части Центральной зоной разлома, пересекающей ее по диагонали, с северо-запада на юго-восток, из района к северу от плато Бенхем к рифу Паресе-Вела. В западной части котловины в районе о-ва Лусон находится большая подводная возвышенность — уже упоминавшееся плато Бенхем. Край ложа котловины вдоль желоба Нансей-Шото слегка приподнят, образуя широкий краевой вал. Он приподнят также и вдоль Филиппинского желоба, но форма поднятия там скорее блоковая.

Центральная зона разлома характеризуется грядовым рельефом и узким осевым желобом, во многом напоминая рифтовые структуры в осевых частях срединноокеанических хребтов. Однако в стороны от нее этот грядовый рельеф не прослеживается и преобладающим является холмисто-блоковый рельеф дна, хотя кое-где заметны и узкие желоба неупорядоченной ориентировки. Во многих местах глубины Филиппинской котловины оказываются более 6 000 м.

Очень сложен рельеф дна и в котловинах восточной части Филиппинского моря. Однако там расположение желобов, судя по всему, более упорядоченное и они ориентированы преимущественно в меридиональном направлении, т. е. параллельно простирающимся хр. Кюсю-Палау и островным дуг Ситито-Огасавара и Марианской. Глубины в котловинах Сикоку и Паресе-Вела большей частью порядка 4 800—5 000 м и лишь местами более 5 500 м. Наибольшие глубины приурочены к подножию хр. Кюсю-Палау. В целом ложе котловины Филиппинского моря оказывается наиболее глубоким к западу от хр. Кюсю-Палау, где преобладают глубины более 6 000 м.

Для Центральной зоны разлома Филиппинской котловины предпола-

гается рифтовая природа — это рифтовая зона, активная в палеогеновое время, но затухшая позднее. Рельеф ее представлен серией эшелонированных гребней и желобов, ориентированных в общем в северо-западном направлении. Северное звено этой зоны в значительной мере погребено под осадочным чехлом. Среднее и южное звенья характеризуются очень сложным рельефом фундамента, не маскируемым тонким (менее 100 м) осадочным покровом. Гряды в южном звене имеют высоту до 600–800 м, но понижения частично заполнены осадками мощностью до 900 м. Структура фундамента в этой зоне обусловлена развитием нормальных сбросов и представляет сочетание горстовых гряд и желобов-грабен. Некоторые сбросы были активизированы в позднем эоцене. Мощности осадочного чехла в пределах Филиппинского моря распределены очень неравномерно. Языки осадков большой мощности (порядка 1000–2000 м) протягиваются к северу от о-ва Лусон и к югу от о-ва Тайвань. Обширный аккумулятивный шлейф мощностью от 1000 до 300 м заполняет желоб Нанкай и продолжается, постепенно утоняясь, к югу от него примерно до 25-й параллели с. ш. Покровы толщиной до 500 м приурочены к подводным хребтам Дайто и Оки-Дайто, а на плато Амами мощность чехла возрастает до 1000–2000 м. Однако на преобладающем пространстве ложа как восточной, так и западной частей Филиппинского моря мощности осадочного покрова колеблются в пределах от 50 до 100 м. Лишь в самом южном углу котловины они возрастают до 200–400 м.

По данным глубинного сейсмического зондирования земная кора ложа котловин характеризуется океаническим типом строения. Подводные хребты и плато подстилаются земной корой типа близкого к континентальному, но сокращенной мощности и местами с пониженной до 7,2 км/с скоростью в основании разреза.

Островные дуги, окаймляющие Филиппинское море с востока, имеют четко выраженную двойную структуру. Протягивающаяся на юг от о-ва Хонсю дуга Ситито-Огасавара состоит из двух горных хребтов — внутреннего Ситито-Иводзима (Идзу) и внешнего Огасавара (Бонин). Хребты эти имеют блоковую морфологию, но несут на своем цоколе ряд обособленных и сливающихся в гряды конических гор. Межгорный желоб между внутренним и внешним хребтами довольно широк и имеет глубины до 5000 м. Цоколь хребтов разделен поперечными желобами на ряд блоков. Поэтому обращенный к глубоководному желобу Идзу-Огасавара (Идзу-Бонин) склон имеет изрезанные очертания. Почти на всем протяжении, от места стыка с Японским желобом, где глубокий прогиб склона о-ва Хонсю отмечает как бы вклинивание общего окончания обоих желобов в сторону Токийского залива, и до перемычки, отделяющей его от Марианского желоба в районе к югу от о-вов Огасавара (Бонин), желоб Идзу-Огасавара оконтуривается изобатой 8500 м, а максимальная глубина желоба 9810 м.

К югу от о-вов Огасавара внутренний и внешний хребты островной дуги смыкаются, но продолжающие их к югу внутренний и внешний хребты Марианской дуги вновь расходятся: в меридиональном направлении следует Западно-Марианский хребет и выпуклой к востоку дугой

отходит от него Восточно-Марианский. Морфология обоих хребтов все та же: глыбовая у цоколя, разбитого на множество блоков поперечными желобами, и в форме конических вулканических гор, надстраивающих эти блоки. Межгорный желоб имеет значительную ширину — порядка 190–220 км и глубины до 5 000 м. Рельеф дна этого желоба очень сложен, здесь наблюдается множество подводных гор сравнительно небольшой высоты, холмов, западин. Ширина цоколей внутреннего и внешнего хребтов сравнительно невелика и в этом отношении они близки к хр. Кюсю-Палау. На обращенном к океану склоне Восточно-Марианского хребта можно видеть довольно широкую ступень на глубинах порядка 3 500 м, связанную с внешним хребтом и отделяемой им фронтально-дуговой впадиной фундамента. Ниже склон круто падает ко дну Марианского желоба. Этот дугообразно изогнутый желоб, в целом имеющий огромную протяженность (около 2200 км), тянется от перемычки в районе к югу от о-вов Огасавара, отделяющей его от Идзу-Огасаварского желоба, до стыка с желобом Яп к востоку от южного окончания Западно-Марианского хребта. Правда, близ 20-й параллели с. ш. существует перемычка с глубинами менее 5 000 м, разделяющая его на северную и южную половины. Такие перемычки еще несколько раз прерывают желоб вплоть до 15-й параллели с. ш., но далее к югу и к западу желоб тянется уже в виде непрерывной впадины с глубинами более 8 500 м и в самой западной части его, лежащей между южными окончаниями Восточно-Марианского и Западно-Марианского хребтов, находится самая глубокая котловина Мирового океана — “пучина Челленджера” с максимальной глубиной океана 11 034 м. Плоское дно желоба имеет там ширину до 6 км.

Осадочный покров в пределах Марианской дуги имеет наибольшую мощность на флангах Восточно-Марианского хребта и во фронтально-дуговой котловине — там его мощность достигает 1 500–1 700 м. В западной части тыловой Марианской котловины, вблизи восточного склона Западно-Марианского хребта, мощность покрова осадков порядка 700–900 м, но в осевой зоне котловины мощность чехла ничтожна и там многочисленны обнажения фундамента. Осадочный чехол ничтожной мощности на гребне внешнего, фронтального хребта фундамента дуги и на его склоне, обращенном к Марианскому глубоководному желобу. Фронтальный хребет фундамента сложен смятыми в складки и разбитыми сбросами осадочными породами, характеризующимися скоростями сейсмических волн 3,3–4,3 км/с, в осевой части хребта и 3,5–5,8 км/с на склоне Марианского желоба. Под этими слоями лежат породы со скоростями 6,1–6,5 км/с, и в основании коры скорости сейсмических волн 7,2 км/с. Полная мощность коры под хребтами Марианской дуги неизвестна, но, по-видимому, велика, тогда как в тыловой котловине она не превышает 7 км. Величины теплового потока в осевой зоне Марианской тыловой котловины более $8 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, что в совокупности с данными о структуре фундамента и молодости слагающих его базальтовых лав, полученных по данным глубоководного бурения (скважины 452–461 60-го рейса “Гломар Челленджера”) привело многих авторов к представлениям о современном внутридуговом рифтогенезе.

Вся цепочка островных дуг к востоку от Филиппинского моря сейсмически высокоактивна и под нее падает фокальная зона с глубоководными землетрясениями. Однако сейсмическая активность постепенно снижается при переходе от южной оконечности Марианской дуги к дуге Яп, причем исчезают глубоководные землетрясения, а переход к дуге Палау отмечен существенным сокращением сейсмической активности.

К западу от южного окончания Марианской островной дуги кулисообразно располагаются две небольшие по своей протяженности островные дуги — Яп и Палау. Протяженность дуги Яп всего примерно 550 км. Хребет Яп имеет блоковую структуру. Поперечные профили желоба Яп необычайной симметричной формы, поскольку со стороны океана к нему примыкает обрубная им оконечность широкого Каролинского вала. Желоб оконтурен изобатой 5000 м и его максимальная глубина 8510 м. Плоское дно желоба выполнено осадками и имеет ширину около 11 км. Островная дуга Палау образует следующую за дугой Яп кулису и вместе с тем может рассматриваться как южное продолжение хр. Кюсю-Палау, обладающее той же, в общем, морфологией блоковой структуры с коническими вулканическими надстройками. Желоб Палау оконтуривается изобатой 5000 м. Максимальная глубина желоба 8070 м, дно желоба плоское, ширина его около 11 км.

Фундамент дуги Яп представлен обнажениями на островах метаморфических пород, сходных по составу с океаническими базальтами, серпентинизированными перидотитами, а также миоценовой мелководной осадочной брекчией и неогеновыми базальтами и андезитами. Фундамент дуги Палау в обнажениях на островах представлен палеогеновыми вулканическими породами, базальтами, андезитами и дацитами.

К югу от островной дуги Палау протягивается невысокое поднятие со сложным грядовым рельефом — хр. Тоби. Вершины двух гор этого хребта увенчаны коралловыми островами Тоби и Хелен. В осевой зоне этого поднятия лежит желоб Айю с глубинами до 5500 м. Несколько восточнее находится еще одно линейное поднятие — хр. Мапия с атоллом Мапия. В целом эта зона поднятий протягивается на юг до Новогвинейского желоба. На поднятиях почти нет никакого покрова осадков, тогда как в стороны от них, к востоку и к западу, осадочный чехол имеет толщину 300–350 м. Морфология поднятия Тоби-Мапия с осевым желобом Айю и характер распределения покрова осадков на нем привели к представлениям о рифтогенной природе его. Однако это поднятие сейсмически почти не активно.

АВСТРАЛО-МЕЛАНЕЗИЙСКИЙ СЕКТОР

К югу и востоку от Австрало-Азиатского средиземного моря и Филиппинской котловины систему островных дуг переходной зоны продолжают сначала Новогвинейская дуга, а затем сложное сочетание Меланезийских дуг.

Новогвинейская дуга представлена горными хребтами о-ва Новая Гвинея, примыкающего к Арафурскому шельфу северной окраины

Австралии вплотную, так что там нет котловины краевого моря. Глубины Арафурского шельфа повсюду менее 200 м. Горное сооружение о-ва Новая Гвинея имеет в целом ширину около 270 км и представлено двумя параллельными горными хребтами, напоминающая тем самым двойные хребты других островных дуг. У северного подножия северного склона западной части острова лежит Новогвинейский желоб, протяженность которого всего около 370 км, а глубины немногим более 5000 м. В средней части северного склона Новой Гвинеи от него отходит Западно-Меланезийская островная дуга. В западной половине этой дуги горный хребет почти не развит, существует лишь цепочка невысоких гор с венчающими их небольшими атоллами, но в восточной части находится уже четко выраженный внутренний блоковой хребет с о-вом Новая Ирландия и параллельно ему в качестве внешнего хребта дуги лежат цепочкой поднятия с островами Св. Матвея и Табар. Отгораживаемая этой дугой от океана котловина Новогвинейского моря (море Бисмарка) делится на две небольшие котловины: Новогвинейскую, служащую как бы продолжением Новогвинейского желоба, и Манус, примыкающую с тыла к хребту о-ва Новой Ирландии. Если горные хребты Западно-Меланезийской дуги морфологически мало выражены, то сопряженный с ними Западно-Меланезийский желоб (желоб Манус) выражен очень четко, оконтурен изобатой 4000 м, имеет типичный для таких желобов асимметричный профиль. Максимальная глубина желоба 6840 м находится к северу от о-ва Новая Ирландия и о-ва Св. Матвея. С востока и с юга Западно-Меланезийская дуга замыкается горным хребтом о-ва Новой Британии, отгораживающим котловину Новогвинейского моря от такой же краевой котловины Соломонова моря, отделяемой от океана островной дугой Соломоновых островов, а от континента Австралии юго-восточным выступом Новой Гвинеи и горными хребтами островов Муруа и Луизиады. Дугообразно изгибающийся к югу хр. Новая Британия сопряжен с Новогвинейским желобом Соломонова моря. Этот желоб смыкается почти под прямым углом с Бугенвильским (Северо-Соломоновым) желобом, сопряженным с тыловой, т. е. обращенной не к океану, а к континенту, стороной дуги Соломоновых островов. Оба эти желоба оконтурены изобатой 7000 м и максимальные глубины оказываются значительными: 8320 и 9103 м. Поперечные профили желобов асимметричны, склоны их сложно раочленены, а дно плоское, шириной 2–5 км.

Дно котловины Соломонова моря лежит на глубинах порядка 4500 м и имеет чрезвычайно сложный рельеф, в котором многочисленные глыбовые горы чередуются с глубокими желобами. Обращает внимание ориентировка большей части гряд и желобов в северо-восточном направлении. Наиболее примечателен желоб Поклингтон, за которым располагается обширное подводное плато Меллиш-Реннелл с глубинами менее 2000 м. Это плато расчленено на несколько глыбовых хребтов и может рассматриваться как самая северная часть огромного подводного хр. Лорд-Хау. Вместе с тем оно морфологически связано также и с краевым плато континентального склона Восточной Австралии — плато Квинсленд. В северной части описываемого плато лежит о-в Реннелл, а в юж-

ной — риф Меллиш. Между его северным краем и дугой Соломоновых островов лежит Южно-Соломонов желоб (желоб Гвадалканал) с максимальной глубиной 7316 м. Сложная двойная дуга Соломоновых островов протягивается от пролива Пионер, отделяющего ее от Западно-Меланезийской дуги, до пролива, отделяющего ее от Восточно-Меланезийской дуги и дуги Новогейбридских островов. Двойная структура этой дуги отмечена двухрядным расположением островов, разделяемых мелководным желобом. Специфической особенностью дуги служит то, что сопряженные с ней глубоководные желоба Северо-Соломонов и Южно-Соломонов лежат не с океанической стороны, а со стороны, обращенной к континенту.

Котловина Кораллового моря ограничена на западе материком Австралии, на севере отделена от Соломонова моря горным сооружением Новой Гвинеи и подводной цепью Муруа. С востока котловина ограничена островной дугой Новогейбридских островов, а с юга горным хр. Новая Каледония и подводной возвышенностью о-вов Честерфилд. Так же, как и для котловины Соломонова моря, для нее характерно существование глубоководных желобов: Южно-Соломонова и Новогейбридского. Глубины Кораллового моря достигают 5 000 м. Дно котловины выровненное осадочным чехлом, почти все пространство ее ложа — это плоская аккумулятивная абиссальная равнина. К востоку от Соломоновых островов находится протянувшаяся в меридиональном направлении островная дуга Новогейбридских островов. Подводный горный хребет, несущий эти острова, объединяет их с островами Санта-Крус. Морфологическая связь Новогейбридского хребта с хр. Соломоновых островов не совсем ясна. На юге же хребет Новогейбридских островов смыкается с хребтом о-ва Хантер. Вдоль западного склона хр. Новогейбридских островов протягивается глубоководный желоб с максимальной глубиной 7570 м, желоб имеет асимметричный профиль: склон со стороны Новогейбридских островов относительно простого строения, тогда как склон со стороны Новой Каледонии разделяется на два крутых уступа на глубине около 4 000 м. Глубина желоба 6950 м, ширина плоского дна равна примерно 4 км.

Хребет Новогейбридских островов имеет массивный доколь шириной около 100 км. К востоку от хребта тянется полоса обособленных подводных гор. Этот хребет образует восточный край котловины Кораллового моря и отделяет ее от северной котловины моря Фиджи.

Юго-западная окраина Тихого океана — это сложная зона перехода от континента Австралии к ложу Тихого океана. Подводный рельеф ее представляет сочетание подводной окраины континента со сложной системой подводных горных хребтов островных дуг и асейсмичных глыбовых хребтов с разделяемыми и отделяемыми от океана котловинами. Ширина переходной зоны достигает при этом 1500–3500 км. Контрасты рельефа очень велики, колебаниям глубин океана соответствуют значительные колебания глубин поверхности океана соответствуют значительные колебания глубин поверхности верхней мантии (рис. 3).

Древняя платформа материка Австралии окаймляется на востоке меридиональным поясом позднепалеозойской (герцинской) складчатости,

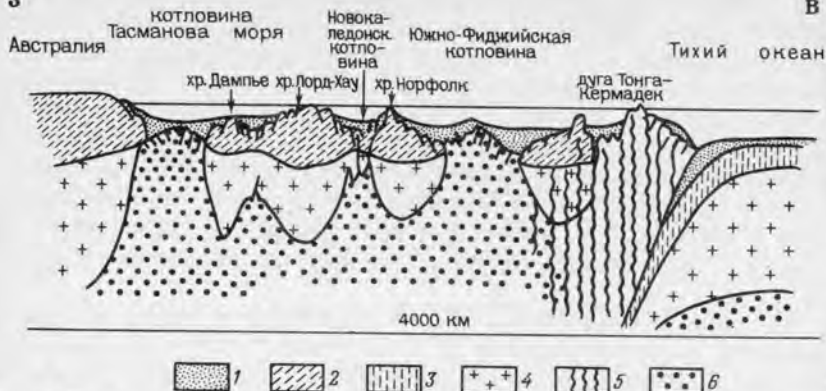


Рис. 3. Профиль юго-западной части Тихого океана. По В. Ван-дер-Линдену (1977 г.)

1 — осадки; 2 — континентальная кора; 3 — океаническая кора; 4 — верхняя мантия; 5 — андезитовые выплавки; 6 — астеносфера.

протягивающимся вдоль всего восточного побережья от Тасмании до мыса Йорк. Этот складчатый пояс является крайним восточным из ряда параллельных орогенических поясов, нарастающих с востока Западно-Австралийский докембрийский щит. Подводная окраина материка Австралии представляет собой восточное крыло антиклинального горного сооружения, возникшего в результате завершения развития так называемой Тасмановой геосинклинали [30]. В поверхность этого восточного крыла врезана узкая абразионная аккумулятивная терраса — материковая отмель, расширяющаяся на севере (в области развития Большого Барьерного рифа Австралии) и на юге (в Бассовом проливе между Австралией и Тасманией). Ширина средней наиболее узкой части отмели колеблется от 75 км на севере в районе о-ва Фрейзер и Марлборо до 15 км на юге, в зал. Джервис-Бей, близ Сиднея. К северу от о-ва Фрейзер, там где начинается Большой Барьерный риф, ширина отмели возрастает до 370 км, а на юге, в Бассовом проливе, — 460 км. Внешний край отмели лежит на глубинах порядка 100–110 м. Бурением на островах южной части Барьерного рифа установлено, что поверхность метаморфизованных палеозойских пород залегает у внешнего края рифа на глубине 547 м (о-в Рек-Айленд). Выше лежит покров палеоген-неогеновых осадков мощностью 385 м и толща кораллового материала мощностью 162 м (о-в Рек-Айленд) — 152 м (о-в Герок-Айленд). Смена кораллового материала терригенным осадочным материалом свидетельствует о эвстатическом понижении уровня океана (примерно на 90 м) во время последнего плейстоценового оледенения. В послеледниковое время шельф был затоплен в результате поднятия уровня воды примерно на 60 м. Интересно отметить, что у о-вов Рек-Айленд и Герок-Айленд подошва коралловой толщи залегает на такой же глубине, как и современная поверхность абразионно-аккумулятивной отмели к югу от о-ва Фрейзер.

Континентальный склон Восточной Австралии в северной части очень крутым уступом падает ко дну Коралловой котловины и у берегов п-ова Йорк, но к северу от него, у Торресова пролива, и южнее оказывается разделен на два уступа глубокими ступенями плато Папуа и Квинсленд. Плато Папуа имеет ширину около 280 км и лежит на глубине 1500–2000 м. Значительно больше по площади плато Квинсленд. Это обширное краевое плато шириной почти 550 км лежит на глубинах около 1500 м, но несет на себе ряд воздымающихся к поверхности океана коралловых рифов — Оспрей, Бугенвиль, Холмс, Флора, Диана, Трегросс, Лихоу. К югу от плато Квинсленд наблюдается еще одна ступень континентального склона, но меньших размеров и на глубинах порядка 500 м, несущая рифы Марион и Фредерикс. Оба выступа континентального склона, образуемые этими ступенями, практически смыкаются с северной частью подводного хр. Лорд-Хау и плато Меллиш-Реннелл — седловина между ними оконтурена изобатой 3500 м на юге и 3 000 м на севере, тогда как глубины в соседних котловинах — Коралловой на севере и Тасмановой на юге превышают 4600 м.

Можно считать поэтому хр. Лорд-Хау выступом континентального склона Австралии.

Поперечное расчленение материкового склона недостаточно изучено. Существование подводных каньонов отмечено близ устьев рек Хауксбери, у мыса Смоки-Кейп и в 22 км к северо-востоку от Коффс-Харбор, а также близ восточного выхода Бассова пролива.

Юго-восточный выступ материка Австралии затоплен водами океана в Бассовом проливе, южнее которого расположен о-в Тасмания. Поверхность дна Бассова пролива слегка приподнята у восточной и западной окраин и прогнута в центральной его части. При этом глубины в восточной и западной частях пролива — порядка 60–70 м, а в центральной 90 м. Такое распределение глубин отражает особенности строения дна пролива — продолжение под водой основных палеозойских тектонических структур Южной Виктории (Австралия) и Тасмании. Это Бассово поднятие на востоке, соответствующее в структуре антиклинорию Фюрно, сложенному нижнепалеозойскими породами с интрузиями гранитов каменноугольного возраста. Гранитные интрузии формируют многочисленные острова и скалы восточной окраины пролива — острова Фюрно, Кент, Кертис, Хоган. На западе внутренняя акватория прогиба обрамляется поднятием о-ва Кинг, которому в структуре соответствуют антиклинатории Хеемскирка и Хантер, несущие острова Роббин, Хантерс и Три-Хаммок, сложенные осадочными метаморфизованными породами докембрийского и кембрийского возраста, с гранитными интрузиями, образующими многочисленные скалы. Прогиб центральной части пролива (Бассова депрессия) соответствует в структуре северному продолжению Центрального грабена Тасмании (Мидлендс-грабен).

Континентальный склон Австралии крутым уступом падает непосредственно ко дну котловины Тасманова моря. Это огромное краевое море, сопоставимое по своим размерам с Филиппинским. В сторону южной части Индийского океана котловина этого моря открыта и не отделяется от ложа океана островной дугой. Котловина Тасманова моря имеет очер-

тания ромба, длинная ось которого ориентирована в меридиональном направлении, короткая — в широтном. Размеры котловины по этим осям ромба соответственно равны 2800 и 1300 км. Примечательной особенностью рельефа ложа котловины является цепочка подводных гор, протягивающаяся на юг почти точно по медианной линии вплоть до 40-й параллели ю. ш. Горы эти поднимаются непосредственно над плоской абиссальной равниной ложа и не имеют общего цоколя, но некоторые из них объединены в небольшие по протяженности массивы. Высота гор над поверхностью абиссальной равнины порядка 2000–2500 м. Поднимающиеся до глубин 150–200 м вершины гор плоские, выровненные — это типичные плосковершинные горы, гайоты. Наиболее примечательные из них — горы Рекордер, Моретон, Брисбейн, Квинсленд, Британия, Стредброк, Дервент-Хантер, Барку, Туупо и Гаскойн.

Континентальный склон Австралии на юге образует большой выступ, на котором расположен о-в Тасмания. Глубокая подводная долина вреза на в поверхность склона близ северной части этого пролива. Южнее, близ Тасмании, к нижней части склона примыкает с востока Восточно-Тасманово плато, поверхность которого лежит на глубинах менее 3000 м, но над ней возвышается отдельная гора, вершина которой достигает глубины 780 м. К югу от Тасмании выступ континентального склона образует еще одно подводное плато — Южно-Тасманово поднятие, вершинная поверхность которого лежит на глубинах 1500–2000 м, а отдельная вершина поднимается до глубины 730 м. Видимо, это самое южное звено герцинского складчатого пояса Восточной Австралии. Склоны обоих подводных Тасмановых плато расчленены на уступы и ступени. Южный выступ континентального склона Австралии, оконтуриваемый изобатой 4000 м, спускается на юг до 51° ю. ш. и почти достигает северного фланга срединноокеанического Австрало-Антарктического хребта, отделяясь от него 30-километровой полосой ровного дна южной части Тасмановой котловины.

Восточное обрамление котловины Тасманова моря образует подводный хр. Лорд-Хау. Это огромное по размерам поднятие глыбовой формы протягивается с севера от о-вов Честерфилд (если не включать в него плато Меллиш-Реннелл) на юг до Новой Зеландии, смыкаясь с ее подводным склоном. Общая протяженность его достигает 2800 км, а ширина в основании от 370 до 740 км. В северной половине хребта на его западном фланге протягивается цепочка подводных гор — так называемая горная цепь Лорд-Хау. В отличие от цепи подводных гор дна Тасмановой котловины вершины этих гор большей частью поднимаются до уровня океана.

Вершинная поверхность хребта представляет собой широкое (до 330 км) плато на глубинах порядка 1500 м на севере, около 1000 м в средней части и менее 1000 м на юге (плато Челленджер), разделенное седловинами в силу дробления хребта в целом на крупные блоки поперечными желобами, из которых примечателен желоб Беллона. Профиль хребта асимметричен. Западный фланг имеет довольно сложное строение: в нижней части склона протягивается хр. Гарднер, отделяемый от верхней части понижениями с глубиной до 3500–4000 м, а вдоль верхней части склона протягивается цепочка подводных гор Лорд-Хау.

Самая северная часть хребта несет на себе поднятие, вершины которого образуют банку Лейн-Дауни и риф Фаруэй. Его вершинная поверхность лежит в средней части хребта на глубинах около 1000 м и в самой южной части — на глубинах менее 1000 м (плато Челленджер).

Вершины гор хр. Лорд-Хау полностью или частично срезаны абразией. Так, о-в Лорд-Хау, возвышающийся над уровнем океана на 868 м и имеющий длину 13 км и ширину 2 км, окружен абразионной платформой длиной 37 км и шириной 26 км, лежащей на глубинах порядка 90 м. Вдоль западного края этой платформы расположен коралловый риф. Остров Болс-Пирамид высотой 582 м и шириной всего 0,4 км лежит посреди абразионной платформы шириной около 9 км. Ширина плоской абразионной платформы коралловых рифов Елизабет и Мидлтон около 10 км.

К северу от южного тропика описанная гряда гор несет на себе коралловые рифы Беллона, Минерва, Буби, острова и рифы Честерфилд, о-ва Авон и Бамптон.

Острова Лорд-Хау и Болс-Пирамид являются вершинами вулканов, сложенных, подобно большинству вулканических островов Тихого океана, богатыми оливином щелочными базальтами. На залегающих почти горизонтально лавовых покровах о-ва Лорд-Хау лежат слои красной (океанической) глины и коралловых песков, поднятые на высоту более 800 м. По аналогии с этими двумя островами вся цепочка подводных гор вдоль западного уступа хр. Лорд-Хау представляется цепью вулканов, частично надстроенных коралловыми рифами. Эта цепь вулканов связана, видимо, со сбросом, разделяющим сводовое поднятие хребта и опущенную гористую ступень его западного склона.

Поднятие хр. Лорд-Хау подстилается корой мощностью 15–20 км, отнесенной к коре океанического типа [6]. Однако по аналогии с другими структурами Тихого океана и применяя более детальную классификацию типов коры, а также принимая во внимание данные по распространению поверхностных волн этот тип коры может быть определен как субматериковый, характерный для структурных поднятий океанических платформ. Ряд авторов рассматривает поднятие Лорд-Хау как непосредственное продолжение к северу раннепалеозойских структур северо-западной части Южного острова Новой Зеландии и определяют его возраст в качестве антиклинальной структуры, как раннепалеозойский. Таким образом, хр. Лорд-Хау представляется наиболее древним звеном в системе эшелонированных параллельных геосинклинальных складчатых поясов — островных дуг юго-западной периферии Тихого океана, выдвинутых перед материком Австралии. Южным продолжением хр. Лорд-Хау может рассматриваться западная часть южной половины Новозеландского плато (так называемое плато Кемпбелл). Северным структурным продолжением хр. Лорд-Хау, возможно, является вал Капингамаранги, лежащий к северу от Соломоновых островов.

Восточный склон хребта имеет несложный рельеф, хотя и обрисовывает определенное разделение тела хребта на крупные блоки. Подножие восточного склона лежит на меньших глубинах, чем подножие западного склона — не 4000 м, а затем 3000 м и в южной части порядка

2500–2000 м в Новокаледонской котловине – широком плоскодонном желобе, отделяющем хр. Лорд-Хау от системы хребтов о-ва Новой Каледонии, хребта о-вов Луайоте и подводных хребтов Норфолкского, Западно-Норфолкского и Три-Кингс. Эта система хребтов более раздроблена на отдельные звенья, но морфология хребтов также глыбовая. Северные звенья ее – хребты о-вов Новой Каледонии и о-вов Луайоте, разделенные желобом с глубинами 2500–3000 м, среднее – Норфолкский хребет, одна из вершин которого поднимается над уровнем океана в виде о-ва Норфолк, и южное – Западно-Норфолкский хребет, отделенный от хр. Три-Кингс замкнутой котловиной Норфолк с глубинами более 4000 м. Западно-Норфолкский хребет и хр. Три-Кингс вплотную смыкаются с Северо-Западным полуостровом Северного острова Новой Зеландии. Разделяющая эту систему хребтов от хр. Лорд-Хау Новокаледонская котловина имеет глубины порядка 3000–3500 м.

К востоку от хр. Лорд-Хау лежит узкая и длинная Новокаледонская котловина. Она начинается на юге близ зал. Норз-Таранки (Северный остров Новой Зеландии) в виде пологого прогиба подводного склона острова на глубинах порядка 1500–2000 м и углубляется в направлении к северу. Близ параллели $35^{\circ} 40'$ она достигает глубины 3000 м и к северу от параллели $29^{\circ} 15'$ – глубины более 3500 м. Максимальная глубина котловины 4000 м отмечена на параллели $24^{\circ} 50'$. На севере котловина открывается в сторону Кораллового моря, отделяясь от нее порогом с глубинами около 3700 м. Протяженность Новокаледонской котловины достигает 2200 км, а ширина ее по изобате 3000 м – от 90 до 240 км.

Дно котловины как и дно Тасманова моря подстилается корой океанического типа и имеет примерно одинаковую с ней мощность. Котловина изучена еще недостаточно. Можно предполагать, что она в большей степени заполнена осадками, чем котловина Тасманова моря. Возможным аналогом котловины или ее южным продолжением является желоб Баунти на Новозеландском плато. В котловине встречаются крупные подводные горы.

К востоку от Новокаледонской котловины тянется узкий и длинный подводный хр. Норфолк, несущий на себе остров, по имени которого хребет получил свое название. Хребет располагается примерно параллельно хр. Лорд-Хау, но резко отличается от него значительно большей сложностью рельефа. На юге хребет не связан морфологически с северо-западным выступом Северного острова Новой Зеландии – п-вом Окленд и отделяется от подножия подводного склона Новой Зеландии глубинами порядка 1700 м. На севере же он продолжается в мезозойском и палеоген-неогеновом горном сооружении Новой Каледонии и к северу от нее в виде подводного хребта, несущего на себе Большой коралловый риф Кука и коралловые рифы Д'Антракasto.

Общая протяженность хребта достигает 1800 км. Ширина его колеблется от 270 до 90 км. Рельеф хребта изучен еще недостаточно, но, судя по имеющимся данным, у него сложно расчлененный гребень, так что отдельные вершины располагаются в широком диапазоне глубин: от выступающих над уровнем океана островов Новая Каледония с высотами до

1640 м, Филипп и Норфолк, последний достигает высоты 320 м, до банок с глубинами порядка 80–150 м и подводных гор с глубинами вершин порядка 600–900 м. Вершины разделяются седловинами с глубинами до 1000–1400 м. Склоны хребта имеют значительную крутизну. Судя по тому, что хр. Норфолк является продолжением к югу складчатого горного сооружения Новой Каледонии, его структуры должны иметь тот же возраст. В формировании Новой Каледонии важное значение имели геосинклинальные толщи позднепалеозойской Папуасской геосинклинали, испытавшей складчатость в юре (мезозойды), и позднемезозойской геосинклинали, заложившейся вдоль восточного края Папуасской геоантиклинали и завершившей развитие в палеогене. Новая Каледония лишена признаков современного геосинклинального развития, сейсмически спокойна и, начиная с олигоцена, лишена проявлений вулканизма. Таким образом, хр. Норфолк можно представить как мезо-кайнозойское складчатое сооружение, уже завершившее свое развитие и не вовлеченное в развитие современной геосинклинальной зоны периферии Тихого океана. Остров Норфолк сложен базальтами и несет на себе древние коралловые рифы, поднятые на высоту до 320 м.

Несмотря на то что прямой морфологической связи между хр. Норфолк и северо-западным выступом п-ова Новой Зеландии не существует, большое сходство тектоники Папуасской и Новозеландской позднепалеозойско-раннемезозойской геосинклиналями отмечалось многими авторами. Связующим звеном между возникшими на месте этих геосинклиналей в результате мезозойской складчатости геоантиклиналиями может быть хр. Норфолк. Отсутствие морфологической связи объясняется, как нам кажется, крупным блоковым сдвигом по линии так называемого альпийского разлома Новой Зеландии. По мнению Г. Веллмана, амплитуда такого сдвига достигает 300 км [6], что соответствует смещению южной оконечности хр. Норфолк относительно Северо-Западного полуострова Северного острова Новой Зеландии. Таким образом, горизонтальное смещение северо-западного крыла горного сооружения Новой Зеландии захватило также и южные оконечности хребтов Лорд-Хау и Норфолк. Хребет Норфолк вместе с о-вом Новая Каледония и северо-западным выступом Северного острова Новой Зеландии представляет собой единую мезозойскую Папуасско-Новозеландскую геоантиклиналь.

К востоку от хр. Норфолк располагается одноименная котловина, протягивающаяся в виде довольно узкого (от 150 до 220 км) желоба к северу-западу от о-вов Три-Кингс по направлению к южному тропику. Не совсем еще ясно, что принимать за северное окончание этой впадины — либо желоб, разделяющий о-в Новая Каледония и о-ва Лоялти, либо часть дна Южно-Фиджийской котловины. Первое представляется нам более правильным, поскольку лежащий восточнее подводный хр. Коромандель-Лоялти может служить структурным связующим звеном между позднемеловыми складчатыми структурами хр. Коромандель Новой Зеландии (позднемезозойская, так называемая Новозеландская геоантиклиналь) и структурами поднятия о-вов Лоялти. В этом случае протяженность котловины достигает почти 2000 км. Глубины в южной части котловины

превышают 3500 м и достигают 4656 м на параллели 32° ю. ш. Северная часть котловины также имеет глубины более 3500 м и отделена от южной пологим поднятием с глубинами менее 3500 м. Наибольшая глубина северной части котловины 4124 м лежит у параллели 26° 30' ю. ш.

Упомянутый выше подводный хр. Коромандель-Лоялти, лежащий к востоку от котловины Норфолк, изучен еще недостаточно. Он имеет сложную морфологию, свидетельствующую о сочетании глыбовых дислокаций с проявлениями вулканизма. Как единое поднятие хребет протягивается к северо-западу от Северного острова Новой Зеландии, продолжая хребет п-ова Коромандель, на расстояние порядка 900—1100 км. Глубины над хребтом в этой части (минимальные) 1244, 1241, 434, 448, 1372, 2085 м разделяются седловинами с глубиной до 2000 м и более. Ширина хребта порядка 220—280 км. Профиль хребта асимметричен — северо-восточный склон круче, чем юго-западный. Отмечается множество отдельных пиков, представляющих собой, по-видимому, вулканические конусы. Между 28-й и 26-й параллелями ю. ш. хребет теряет четкое морфологическое выражение, гребень его раздроблен и опущен на большие глубины (порядка 3000 м). К северу от 26-й параллели гребень хребта вновь поднимается на глубины менее 2000 м, а отдельные вулканические пики возвышаются над северо-восточным склоном его, достигая глубины 792, 1464, 808, 36 м, а также, видимо, основаниями коралловых островов Уолпол и Лоялти, рифов Дюран и Петри. Вулканическое основание прорывается из-под кораллового покрова на о-ве Маре в виде останцевых скал, сложенных оливиновыми базальтами. Формирование хребта связано с движениями более позднего времени, чем мезозойская складчатость Новой Каледонии. Возможно, что на хр. Коромандель-Лоялти продолжают позднемеловые складчатые структуры Северного о-ва Новой Зеландии. Однако хребет активен до настоящего времени, судя по проявлениям современной сейсмичности.

Систему поднятий — от плато Квинсленд и Меллиш-Реннелл на севере и далее к югу хр. Лорд-Хау и хребты Новой Каледонии, Луайоте, Норфолкский, Западно-Норфолкский и Три-Кингс — можно рассматривать, как единое мощное поднятие, отделяющее тыловые котловины переходной зоны — Коралловую и Тасманову — от фронтальных котловин Новогвинеидской и Южно-Фиджийской.

Подобно котловине Соломоновой Новогвинеидская котловина имеет очень расчлененный рельеф дна. К востоку от плато Меллиш-Реннелл протягивается подводный хребет, гребень которого в восточной части лежит на глубинах менее 1000 м. Параллельно ему южнее находится еще один подводный гребень. Дно понижений между хребтами местами ровное, почти плоское, местами сложно расчленено. Вдоль восточного края котловины, у подножия островной дуги Вануату (Новогвинеидской), протягивается глубоководный Северный Новогвинеидский желоб. Неровности склонов, связанные с подходом с запада подводных хребтов, Южный из которых практически примыкает к склону о-ва Санто, отделяют этот желоб, оконтуриваемый изобатой 7000 м, с максимальной глубиной 9171 м от Южного Новогвинеидского желоба, дугой огибающего южный выступ

Северо-Фиджийского плато. Неровностями склонов этот желоб разделяется на несколько котловин. В целом он оконтуривается изобатой 5000 м, а максимальная глубина в нем 6584 м.

Южно-Фиджийская котловина располагается к востоку от хребтов Норфолкского и Три-Кингс и отделена от открытых пространств океана островной дугой Тонга-Кермадек на востоке и Северо-Фиджийским плато на севере. Дно котловины оконтурено изобатой 3500 м, в центральной части котловины глубины достигают 4600—4700 м. В южной части ложе котловины хорошо выровнено, в северной имеет холмистый рельеф.

Северо-Фиджийское плато представляет собой обширную область дна с глубинами преимущественно менее 3500 м и весьма сложным рельефом, в котором сочетаются системы различно ориентированных гребней и желобов с участками сравнительно ровного или холмистого дна. Система гребней образует что-то подобное вихревой структуре, центром которой являются о-ва Фиджи. Южное обрамление плато образовано островной дугой Вануату (Новогебридской) — Хантер, обращенной выпуклостью на юг и несущей в западной части острова Санта-Крус и Вануату, в южной — о-ва Хантер и в восточной — о-ва Кандаву. Западная часть дуги, видимо, состоит из двух горных хребтов. Двойная структура намечается и в восточной части, но менее четко. Острова Фиджи соответствуют наиболее поднятой части плато и к их поднятию примыкает северная часть хр. Колвилл-Лау.

Северное обрамление Северо-Фиджийского плато образовано серией обособленных гор, вершинами которых являются острова Ануда, Митре, Ротума, Дафф, Тикопия и банки Пандора, Хорайзн, Хейзел-Холм. Северо-западный край плато как бы обрезан глубоким желобом Витязя, протягивающимся от желоба Малаита, огибая выступ северного окончания блока о-вов Санта-Крус, и выклинивающимся близ банки Хейзел-Холм. Желоб "Витязя" хотя и занимает положение у подножия обращенного к океану края переходной зоны, подобно другим глубоководным желобам западной части Тихого океана, но по своей морфологии отличается от них симметричным поперечным профилем. Вместе с желобом Малаита он входит в систему желобов, отделяющих переходную зону от крупного океанического поднятия вала Капингамаранги и плато Онтонг-Джава. К востоку от банки Хейзел-Холм фронт переходной зоны выдвинут непосредственно в Центральную впадину океана, образуя выступ с глубинами менее 4000 м, на котором стоят несколько обособленных подводных гор, вершины двух из них — острова Нуракита и Уоллис и от которого к востоку отходит подводный хр. Робби в направлении к о-вам Токелау. Здесь происходит как бы постепенный переход от фронтальной части переходной зоны к ложу Тихого океана, нарушающий, казалось бы, закономерную морфологию переходной зоны. Обращает внимание пониженная сейсмическая активность желоба Витязя по сравнению с соседними высокоактивными в сейсмическом отношении желобами.

Хребт Колвилл-Лау входит в систему островной дуги Тонга-Кермадек и является внутренним хребтом этой двойной дуги, тогда как хребты Тонга и Кермадек, вершинами которых являются острова Тонга

и Кермадек, образуют внешний хребет дуги. Внутренний и внешний хребты разделены желобом Гавр на юге и котловиной Лау на севере. Хребет Колвилл-Лау протягивается от группы о-вов Лау, в сущности входящих в поднятие о-вов Фиджи на юг более чем на 1800 км и примыкает к подводному склону Северного острова Новой Зеландии. Хребет имеет блоковую морфологию, он неширок — в основании не более 75–90 км, глубины над гребнем порядка 500–1000 м, а вершина одного из блоков, находящегося у тропика Козерога, поднимается к уровню воды — это риф Минерва. Совпадение его простирания с общим простиранием современной геосинклинальной системы Новой Зеландии и островов Кермадек и Тонга позволяет предполагать, что формирование хр. Колвилл-Лау связано с первыми стадиями развития этой геосинклинальной зоны. Он представляет, по-видимому, одну из первых и недоразвившихся геосинклиналей, лежащую теперь в тылу современной геосинклинальной зоны.

Желоб Гавр отделяет хр. Колвилл-Лау от горного хребта островной дуги Новой Зеландии и островов Кермадек и Тонга. Желоб лежит на продолжении позднемезозойского прогиба зал. Пленти Северного острова Новой Зеландии, осложненного многочисленными сбросами (грабен Таупо). Часть этого прогиба, грабен Вакатане, продолжается непосредственно в зал. Пленти в глубоком желобе близ о-ва Уайт. К северу от зал. Пленти контуры желоба хорошо обрисовываются изобатой 2500 м. Далее к северу глубины желоба возрастают до 3750 м на параллели 33° ю. ш. — это максимальная ее глубина. Севернее глубины желоба уменьшаются до 2700–2600 м. Близ параллели 25° ю. ш. лежит порог с глубинами менее 2000 м, отделяющий желоб Гавр от юго-восточного рукава Северо-Фиджийской котловины (желоб Лау). Прогиб желоба Гавр имеет, видимо, кайнозойскую структуру и в какой-то мере соответствует сместившейся к западу в результате формирования (инверсии) геосинклинального хр. Кермадек–Тонга на месте прежней восточной ветви позднемезозойской геосинклинали Новой Зеландии. Желоб Гавр, так же как и Южно-Фиджийская котловина, подстилается корой океанического типа.

Восточное обрамление описываемой зоны перехода от материка Австралии к ложу Тихого океана образует геосинклинальный пояс островной дуги Новой Зеландии и островов Кермадек и Тонга. Этот пояс включает лишь северную половину Новой Зеландии — ее Северный остров и северную часть Южного острова, примерно до зал. Пегасус. Морфологический комплекс этой современной геосинклинальной зоны весьма характерен: он включает антиклинальный хребет, местами двойной, и глубоководный краевой геосинклинальный желоб. Современный вулканизм проявляется на всем протяжении этой зоны от о-вов Тонга до Новой Зеландии и кончается там, где затухает, выклинивается желоб Хикуранги, самый южный из системы краевых желобов. Вся система сейсмически высокоактивна и для нее характерно расположение над уходящей наклонно в недра Земли зоны глубинного разлома, прослеживаемой по расположению гипоцентров до глубины 700 км.

На севере описываемая система начинается близ 13-й параллели ю. ш., южнее океанических о-вов Самоа. Хребет Тонга выступает здесь над уров-

нем океана, образуя вулканический остров Тафахи. Сопряженный с хребтом геосинклинальный желоб Тонга изогнут своей оконечностью на запад. К югу от о-ва Тафахи хребет и желоб тянутся параллельно и имеют почти прямолинейные очертания. Хребет представляет собой цепочку вулканических гор и массивов, насаженных на пологое поднятие — цоколь, имеющего форму вала. Однако местами развит и типичный для двойных островных дуг складчатый внешний хребет. В этом случае гряда вулканов смещается на западный склон хребта. Это имеет место в средней части островной дуги Тонга, где восточная гряда островов Вавау, Лифука, Тонгатабу и Зуа сложены осадочными породами (коралловыми и фораминиферовыми известняками и пирокластическим материалом), и в северной половине Новой Зеландии, где внешний хребет (хр. Хикуранги Северного острова) сложен смятыми в складки мезо-кайнозойскими осадочными толщами. При этом современные структуры, характеризующиеся северо-восточным простиранием, накладываются на более древний структурный план, особенностью которого является сочетание как северо-восточных простираний (в восточной части Северного и Южного островов), так и северо-западных (в западной части обоих островов).

Вулканические гряды протягиваются от о-ва Тафахи на юг до вулкана пик Герберт на п-ове Банка на Южном острове Новой Зеландии на расстояние около 2900 км. Вершины подводных вулканов кое-где поднимаются над уровнем океана и образуют вулканические острова. В гряде Тонга это действующие вулканы: Фалькон, Тофуа, Морель, Лейт и Фануалаи, а также спящие вулканы: Тафахи, Као, Ниуатобутабу. Лавы этих вулканов имеют андезитовый состав. В гряде Кермадек все острова имеют вулканическое происхождение и сложены лавами андезитового состава. Вулканы островов Рауль и Маколей — действующие. Все остальные острова и рифы этой группы также имеют вулканическое происхождение и сложены лавами андезитового состава — это о-в Кертис, скалы Гавр, скалы Д'Эсперанс, банка Стар-оф-Бенгал. В Новой Зеландии на продолжении этой вулканической гряды лежат вулканы Гисборн (о-в Уайт), Тавиау, Тангариро, Игарусе и Руапеху на Северном и Герберт — на Южном острове.

На всем протяжении этого огромного геосинклинального хребта тянутся сопряженные с ним геосинклинальные глубоководные желоба. Между 13-й и 26-й параллелями ю. ш. это желоб Тонга, к югу от 26-й параллели — желоб Кермадек и вдоль подножия восточного подводного склона Новой Зеландии до зал. Пегасус — желоб Хикуранги, сопряженный с одноименным антиклинальным хребтом суши Северного острова Новой Зеландии. Северная оконечность Тонга оконтуривается изобатой 5500 м. Уже к югу от 14-й параллели глубины желоба превышают 8000 м, а еще южнее находится максимальная глубина желоба 10800 м (глубина Хорайзна) — вторая по величине глубина Мирового океана после глубины Витязя в Марианском желобе — лежит примерно на тропике Козерога. Желоб Тонга отделен от желоба Кермадек перемычкой с глубинами менее 6000 м примерно на 26-й параллели ю. ш., где на океаническом склоне желоба расположена подводная гора Осборн — западное окончание океанической зоны разлома Луисвилл и сопряженного с ней хр. Луисвилл. Желоб Керма-

дек протягивается от этой перемычки на юг вплоть до Северного острова Новой Зеландии, и его продолжением далее на юг служит постепенно поднимающийся вверх по склону желоб Хикуранги. Этот желоб выклинивается в том месте, где к подводному склону Южного острова Новой Зеландии примыкает поднятие Чатам. Поперечные профили желоба Тонга—Кермадек имеют типичный для глубоководных желобов асимметричный профиль. Островные склоны желобов выпуклые и круче в своей нижней части, океанические ниже и положе. Склоны желобов неровные, в особенности океанический склон, раздроблены на ряд узких ступеней и уступов, прорезанные во многих местах желобами и осложненные подводными горами — Осборн и Каприкорн близ северного окончания островной гряды Тонга. Самые глубокие части желобов имеют узкое плоское дно. Это плоское дно в желобе Хикуранги расширяется до 75 км.

Несмотря на то, что очертания суши Новой Зеландии и ее современная орография ориентированы согласно простириям современной геосинклинальной системы, основные структуры южной половины ее сформированы еще в мезозое и даже в палеозое и в малой степени подверглись переработке наложенными молодыми структурами современной геосинклинали. Основные простирия структур этого древнего плана — северо-западного и близкого к меридиональному направлений, тогда как структуры наложенного современного плана имеют северо-восточное простириание.

Ширина горного сооружения Новой Зеландии в основании порядка 460 км, а протяженность около 1500 км. Замечательной особенностью этой островной дуги является то, что она наложена на огромное блоковое поднятие переходной зоны, выдвинутое на восток в океан за линию глубоководных желобов. Таким поднятием представляется описанное выше поднятие хр. Лорд-Хау с параллельными ему хребтами Новой Каледонии и Норфолкскими, примыкающее к Новой Зеландии с запада, и микроконтинентом Новозеландского плато, примыкающего к ней с востока. Новозеландское плато имеет очень большие размеры: в пределах оконтуривающей его подножие изобаты 5 000 м оно выступает к востоку от Новой Зеландии на 1300 км и с северо-востока на юго-запад оно протягивается на 2400 км. Широким прогибом желоба Баунти с глубинами более 2 000 м плато разделено на два массива: северный — поднятие Чатам и южный — плато Кемпбелл.

Поднятие Чатам протягивается от п-ова Банка на Южном острове Новой Зеландии в восточном направлении примерно на 1700 км. Его ширина в основании, оконтуриваемом изобатой 2500 м, составляет 330 км. Вершинная поверхность поднятия представляет собой широкое и выровненное плато — в пределах изобаты 1000 м ширина его достигает 200 км. Поверхность плато опущена по отношению к отмели Новой Зеландии в среднем, на большем своем протяжении от банки Мерну до о-вов Чатам, на глубины порядка 300 м.

Банка Мерну представляет большое куполообразное поднятие с минимальными глубинами 99 и 51 м, оконтуриваемое изобатой 200 м и имеющее в пределах этой изобаты диаметр 65 км. Банка Мерну сложена,

судя по результатам драгировок, граувакками и аргиллитами поздне-палеозойского и раннемезозойского возраста и граувакками плиоценового возраста. На протяжении около 700 км между банкой Мерну и о-вами Чатем глубины поверхности плато около 400 м. Острова Чатем окружены отмелью шириной 130 км, с глубинами менее 200 м.

Острова Чатем представлены базальтовыми андезитами, туфами, известняками, граувакками, возраст которых от мезозоя до палеогена. Восточнее о-вов Чатем поверхность плато быстро погружается и дробится на ряд отдельных массивов, минимальные глубины над которыми 1317, 1792 и 2067 м. К востоку от 167-го меридиана з. д., поднятие обрывается к равнине океанского ложа с глубинами 4500 м. Поднятие Чатем имеет массивный поперечный профиль с крутыми выпуклыми склонами, имеющими сравнительно простой рельеф, свидетельствующий о длительном выравнивании. Вершинная поверхность плато — результат длительного выравнивания, приведшего к срезанию форм структурного рельефа. Южный склон поднятия значительно положе, чем северный, который падает крутым обрывом до глубин порядка 2500 м. Ниже склон становится положе и опускается к глубинам океанского ложа, превышающим 4500 м. Его подножие располагается примерно по линии, соединяющей южное окончание желоба Кермадек (по изобате 5500 м) и восточную оконечность поднятия Чатем, примерно под углом 30° к простиранию последнего. Прямолинейность и крутизну северного склона следует объяснить, видимо, наличием крупного сброса, возникшего под углом около 50° к направлению так называемого альпийского сдвига-разлома Новой Зеландии, подобно описанным Г. Менардом вторичным линеаментам разломов Пионер, Меррей, Клиппертон и др.

Желоб Баунти представляет собой понижение поверхности Новозеландского плато между поднятием Чатем и плато Кемпбелл. Желоб окантурируется изгибом изобаты 1500 м и имеет ширину по этой изобате 260 км. Общее простираение желоба такое же, как и поднятие Чатем, т. е. широтное. Дно желоба имеет пологий наклон с запада на восток. В западной части у подножия уступа подводного склона прибрежной отмели Новой Зеландии дно желоба лежит на глубинах порядка 1400 м, в средней части, примерно на меридиане о-ва Баунти, опускается до глубины порядка 2600–3600 м и до глубины порядка 4400 м у восточного края Новозеландского плато. Хорошо выровненная поверхность дна желоба в восточной части прорезается узкими подводными долинами.

Плато Кемпбелл протягивается с запада на восток, в направлении от о-ва Стьюарт к о-вам Баунти, примерно на 1100 км и на такое же расстояние с севера на юг, от желоба Баунти к о-ву Кемпбелл. Поверхность плато волнистая и образует несколько поднятий с островами и банками. Наиболее приподнята западная часть плато, где расположены острова Стьюарт, Те-Снэрс и Окленд.

Остров Стьюарт, отделяемый от Южного острова Новой Зеландии проливом Фово с глубинами менее 50 м, представляет собой гранитный массив с остатками сланцевого покрова. Видимо, это обломок прежней суши Новой Зеландии, раздробленной в неогеновое время сбросами. Острова

Те-Снэрс почти полностью сложены гнейсовыми гранитами. Острова Окленд представляют собой неогеновые вулканы, образовавшиеся на древнем основании, сложенном гранитами, слюдястыми сланцами и гнейсами, галька которых встречается в неогеновых конгломератах.

В центральной части плато Кемпбелл находится вытянутое в северо-восточном направлении поднятие. В южной части этого поднятия лежит о-в Кемпбелл, а в северной — банка Дискавери с минимальной глубиной 124 м. Между окружающей о-в Кемпбелл отмелью и банкой Дискавери глубины достигают 350—450 м. Остров Кемпбелл представляет собой сильно разрушенный палеоген-неогеновый вулкан, сложенный базальтовыми и андезитовыми лавами. Он расположен на сводовом поднятии палеогеновых и верхнемеловых осадочных пород, под которыми залегает складчатое основание, сланцы предположительно мезозойского возраста, интродуцированные габбро. Предполагается, что складчатое основание о-ва Кемпбелл соответствует южному продолжению так называемой Новозеландской геоантиклинали, сформированной складчатостью юрского времени. Банка Дискавери, судя по результатам драгировок, также является палеоген-неогеновым вулканом, вершина которого срезана абразией.

К северо-востоку от поднятия центральной части плато лежит вытянутое в меридиональном направлении поднятие островов Антиподов и Баунти. Острова Баунти сложены биотитовыми гранитами, интродуцированными в граувакки. Абсолютный возраст этих гранитов 188 млн. лет, т. е. позднепермский. Очевидно, формирование осадочных толщ о-вов Баунти происходило в период образования Новозеландской антиклинали, одновременно аналогичными толщами Южного острова Новой Зеландии и складчатого основания о-ва Кемпбелл. Острова Антиподов — четвертичный вулкан.

Земная кора Новозеландского плато по сейсмическим и гравиметрическим данным обладает мощностью порядка 17—23 км. Судя по данным геомагнитных наблюдений в составе коры здесь значительную роль играют осадочные толщи большой мощности. В структуре аномального магнитного поля четко выражено смыкание со склоном плато Кемпбелл северной оконечности подводного хр. Маккуори.

На южном продолжении структур Новой Зеландии лежит подводный хр. Маккуори. Ранее часто высказывалось предположение, что этот хребет образует подводный Новозеландский порог, служащий морфологической границей между Тихим и Индийским океанами. Однако сейчас уже достаточно ясно, что хр. Маккуори не представляет собой сплошного порога, который протягивался бы от Новой Зеландии до Антарктиды. Это довольно короткий хребет, протягивающийся от о-вов Те-Снэрс на юг к северному склону Австрало-Антарктического хребта и проникающий в его пределы, но не доходящий до рифтовой зоны и затухающий примерно на 58-й параллели ю. ш. Рельеф этого хребта очень сложен. Он представляет собой сочетание узких горных гряд и желобов между ними. Глубины над вершинами хребта 587, 1185, 1042 и 816 м, а наиболее высокий центральный массив поднят над водой и несет на себе о-в Маккуори, а также скалы

Джадж-энд-Кларк к северу от этого острова и скалы Бишоп-энд-Кларк к югу от него.

Вдоль западного подножия хребта располагается желоб Пьюи-Сегюр, вдоль восточного – желоб Соландер, прорезающий южный склон поднятия Новой Зеландии. Глубины этих желобов 5117 и 5492 м. Неясно, можно ли связывать эти желоба с продолжением альпийского разлома Новой Зеландии. По мнению некоторых авторов этот разлом огибает южную оконечность Южного острова Новой Зеландии и уходит к востоку в пролив Фово. Лежащий южнее у восточного подножия хр. Маккуори желоб Хьорта (Бэрд-дип) имеет глубину 5300 м и вклинивается в северный фланг Австрало-Антарктического хребта.

Структурные связи хр. Маккуори со смежными тектоническими системами пока еще неясны. Новозеландские геологи склонны видеть в нем продолжение геосинклинальной зоны Новой Зеландии. Вместе с тем в последнее время многие авторы рассматривают его как ветвь георифтогенального Южно-Тихоокеанского хребта. Первое предположение кажется нам более вероятным, мы видим в хр. Маккуори продолжение структур Циркумтихоокеанского складчатого пояса, разорванного в результате развития георифтогенального процесса в Новозеландском проходе. Данные по геологии о-ва Маккуори, как нам кажется, подтверждают такое представление.

Остров Маккуори имеет вулканическое происхождение и сложен базальтовыми и андезитовыми лавами, брекчиями и конгломератами. Отмечены также известняки, содержащие фораминиферы. Наличие в осадочных породах острова пыльца растений свидетельствует о связи флоры доледникового времени с флорой Антарктиды. Изверженные породы имеют палеоген-неогеновый возраст. Геологическая история острова в неогеновое и четвертичное время очень сходна с историей о-ва Кемпбелл и Южного острова Новой Зеландии, с одной стороны, и Западной Антарктиды и Южной Америки с другой. Хребет Маккуори сейсмически очень активен.

К югу от островов Маккуори наступает, как будто бы, разрыв Тихоокеанского кольца, сквозь который соединяются впадины Тихого и Индийского океанов и проходит непрерывная цепь срединноокеанических хребтов. Однако именно здесь, в этом проходе Австрало-Антарктический хребет приобретает форму обширного плато с глубинами менее 3000 м, вплотную примыкающего к выступу континентального склона Антарктиды, оконтуренному также 3000-метровой изобатой и несущему на себе хребет о-вов Баллени, сходный по своей морфологии с хр. Маккуори. Так, цепочка островных дуг западной периферии Тихого океана как бы перебрасывается к подножию континента Антарктиды. Впрочем, между ними нет не только прямой морфологической связи, полностью нарушенной благодаря существованию структурной системы рифтового Австрало-Антарктического и Южно-Тихоокеанского поднятий, но и совпадения прогибания осей.

Острова Баллени имеют вулканическое происхождение и сложены оливиновыми базальтами и трахибазальтами, а также туфами палеоген-неогенового и четвертичного возраста. Видимо, весь хр. Баллени является

вулканической грядой, образование которой связано с линией разлома, секущей склон Южно-Тихоокеанского хребта под углом к его простиранию.

ПОДВОДНАЯ ОКРАИНА АНТАРКТИДЫ

Подводная окраина континента Антарктиды образует южное обрамление впадины Тихого океана. Характерной особенностью подводной окраины этого континента является значительная глубина шельфа и относительно сложный рельеф его поверхности. Эта особенность свойственна и другим областям Мирового океана, где покровное оледенение континентов захватывало пространства шельфов, например шельфов Северной Евразии и Северной Америки. Однако в Антарктике эти черты рельефа шельфа выражены особенно ярко. Если в среднем глубины материковой отмели Мирового океана меньше 170 м, то на подводной окраине материка Антарктиды глубины большей частью превышают 200 м и край отмели лежит на глубинах порядка 400–500 м. Предполагается, что столь глубокое положение материковой отмели Антарктиды связано с общим погружением этого материка, происшедшим под тяжестью ледовой нагрузки в период максимального оледенения, все еще не восстановившимся под действием сил изостазии после сокращения ледника до современных размеров. Сложный рельеф материковой отмели Антарктиды большинство исследователей связывают с тектоническим раздроблением окраины континента и обработкой ее поверхности ледниками [24].

В районе моря Дюрвиля и вдоль побережий Земель Адели, Георга V, Отса и Виктории подводная окраина континента Антарктиды представляет собой погруженный под уровень океана край древней (докембрийской) Восточно-Антарктической платформы с мощностью земной коры до 40–44 км (Земля Виктория). Для ее современной структуры характерны дизъюнктивные дислокации, в особенности – радиально-концентрическая сеть разломов в периферической части. Ширина и глубины шельфа испытывают значительные изменения по мере продвижения на восток. Близ берегов Земли Адели и до западной части Земли Георга V ширина отмели большей частью порядка 130 км, но возрастает до 370 км в средней части Земли Георга V на массивном выступе шельфа между 150 и 155-м меридианами в. д. Внешний край шельфа лежит на глубинах порядка 550 м. К востоку от 158° в. д. шельф резко сужается до 75–35 км у побережья Земли Отса и Земли Виктории, становясь совсем узким – всего 18 км – у мыса Адер на западном краю моря Росса. Глубины внешнего края шельфа близ Земель Отса и Виктории колеблются от 350 до 550 м. Поверхность шельфа в море Дюрвиля имеет сложный рельеф. Система продольных и поперечных разломов разбивает ее на ряд блоков. Внешняя часть шельфа, как правило, приподнята, и глубины над ней порядка 140–240 м, тогда как ближе к побережью материка глубины большей частью превышают 500 м. Примечательны желоба с глубинами более 500 м, ориентированные в северо-западном направлении, т. е. примерно вдоль берега.

Рельеф широкого выступа шельфа Земли Георга V почти не исследован из-за тяжелых паковых льдов. В основание этого выступа с востока врезаются вершина подводного каньона, ориентированная в широтном направлении. Континентальный склон на всем протяжении этой части Антарктиды сложно изрезан многочисленными подводными каньонами. Основание склона лежит на глубинах порядка 3000 м и ниже располагается так называемое континентальное подножие — аккумулятивный шлейф континента, занимающий пространство от изобаты 3000 м до изобаты 4000 м. Значительную часть аккумулятивной толщи континентального подножия слагают отложения суспензионных потоков. Судя по этому в развитии каньонов континентального склона такие потоки должны были играть важную роль.

Для рельефа шельфа Антарктиды характерно наличие более выровненной внешней части, внутренняя обладает сложным, бугристым рельефом. Видимо, внешняя, более поднятая часть шельфа в большей степени подвергалась абразионно-аккумулятивному выравниванию в периоды более низкого стояния уровня океана. В настоящее время это пологоволнистая аккумулятивная равнина с отдельными моренными грядами. Внутренняя же часть шельфа сохраняет раздробленный, тектонически обусловленный рельеф, ставший еще более сложным благодаря обработке покровным ледником в периоды максимального оледенения.

К востоку от мыса Адэр побережье Антарктиды образует большой залив, занимаемый шельфовым морем Росса. Западным берегом этого моря является Земля Виктория, южным — находящийся в полуплавучем состоянии шельфовый ледник Росса (Ледяной шельф Росса), а восточным — Земля Мэри Бэрд.

Континентальный склон Антарктиды, обращенный в сторону Тихого океана, отмечен в районе моря Росса выступом системы подводных хребтов, спускающихся вниз, как продолжения системы банок Маусона — Крери и Изелин — Паннел — Росса из западной части шельфа этого моря. Шельф моря Росса и Ледяной шельф Росса отвечают широкому понижению поверхности континента Антарктиды, разделяющему его на Западную и Восточную Антарктиду и протягивающемуся под покровным ледником к Ледяному шельфу Ронне и шельфу моря Уэдделла в Атлантическом океане. Вдоль восточного края Восточной Антарктиды протягивается цепь Трансантарктических гор, прослеживаемая от Земли Виктории через близполюсной район к Земле Коатса. Это эпиплатформенное горное сооружение — горстово-моноклиальная структура, тело которой слагают смятые в складки в эпоху позднебайкальской складчатости докембрийские и палеозойские метаморфические породы, включающие палеозойские кислые интрузии и покрытые осадочными породами от девона до юры и юрскими долеритовыми породами. Восточный край этой горной системы представляет собой крутой сбросовый уступ. Депрессия моря Росса — Ледяного шельфа Росса — отделяет Землю Виктории от Земли Мэри Бэрд, относящейся уже к Западной Антарктиде. В строении Земли Мэри Бэрд участвуют сложно смятые метаморфические породы палеозоя и мела, интродуцированные гранитами среднего мела, и кайнозойские вулканиты, наложенные на герцинское основание.

Шельф моря Росса по своей морфологии делится на две части: западную, сложно расчлененную на систему хребтов и желобов между ними, и восточную, сравнительно простую по морфологии депрессию. В западной части лежат ориентированные в меридиональном направлении подводная гряда с вулканическим о-вом Коулмен, связанная с разломом подножия Трансантарктических гор, и примерно параллельные ему подводные хребты — хребет, вершинную поверхность которого отмечают банки Маусон и Крери с глубинами менее 300 м, и вулканические острова Франклин, Бофорт и Росс, хребет с банками Пеннелл (глубины менее 250 м), Изелин (глубины от 500 м до 1000 м) и Росса (глубины менее 200 м). По данным сейсмического профилирования эти подводные хребты образованы поднятиями фундамента [39, Hayes, Frakes et al., 1975]. Между ними лежат вытянутые желоба, заполненные мощными (от 500 до 2500—3000 м) осадочными толщами. Глубины дна оказываются наибольшими вдоль разлома восточного склона Трансантарктических гор: здесь в котловине Дригальского они более 1000 м и в котловине Норденшельда, вблизи островов Бофорта и Росса — 1034 м. В котловине ДЖОЙДЕС между хребтами Маусон-Крери и Пеннелл-Изелин — Росса глубины несколько более 550 м. В восточной части шельфа моря Росса шельф дна более выровнен, хотя и здесь видны подводные гряды меридионального направления, но менее высокие, с глубинами над ними порядка 450 м и в желобах между ними — порядка 550—600 м и до 800 м близ о-ва Рузвельта.

Предполагается, что поднятия фундамента, образующие подводные хребты шельфа моря Росса, сложены палеозойскими породами. Скважина 270 вскрыла мраморы и гнейсы предположительно раннепалеозойского возраста, на которых несогласно залегают пески верхнего олигоцена. Отмечается отсутствие корреляции между аномалиями магнитного и гравитационного полей, свидетельствующее о различной природе источников этих аномалий. Примечательна особенно крупная линейная положительная аномалия силы тяжести, протягивающаяся параллельно Трансантарктическим горам и совпадающая с грабенем — бассейном седиментации котловин Дригальского и Норденшельда, где мощность осадков достигает 3000—3500 м. Возможно под этим грабенем располагается полоса интрузий глубинных пород — гранулитов и амфиболитов. Поверхность толщ рыхлых осадков шельфа моря Росса прорезана рядом желобов с глубиной вреза порядка 10—30 м. Образование их связывается с деятельностью придонных течений.

Внешний край шельфа моря Росса слегка приподнят по отношению к его центральной части и располагается на глубинах примерно 500—600 м. За краем шельфа начинается крутой континентальный склон. Продолжающиеся в пределы континентального склона подводные хребты Маусон-Крери и Пеннелл-Изелин образуют выступ, протягивающийся вплоть до 70-й параллели. Далее к северу, уже в пределах южного фланга Южно-Тихоокеанского (Тихоокеанско-Антарктического) поднятия на продолжении хр. Пеннелл-Изелин лежат обособленные, вероятно вулканические, подводные горы Скотта и вулканический о-в Скотта. Поверхность континентального склона моря Росса прорезана рядом подводных каньонов — Боурера, Вильсона, Скотта, Шекклтона, Росса и др.

Поверхность континентального склона моря Росса выполаживается по мере увеличения глубины. По данным сейсмического профилирования это соответствует накоплению мощных аккумулятивных тел в седиментационных ловушках, образованных выступами фундамента, раздробленного на ряд погружающихся блоков. Подножие склона лежит на глубинах около 4000–3500 м, где начинается ложе котловины Беллингаузена, но подножие склона фундамента под шлейфом осадочного чехла прослеживается на глубине до 7 км.

К востоку от моря Росса окраина континента Антарктиды представлена Землей Мэри Бэрд, Землей Джемса Эллсворса и Антарктическим полуостровом (Земля Палмера и Земля Грезма). Мощность коры континентального типа в этой части Антарктиды оценивается равной 38 км. Южнее этого массива в депрессии, протягивающейся от моря Росса на восток и отмечаемой подледной котловиной Бэрда, мощность коры сокращается до 20 км. Обнажающиеся в этой части континента древнейшие породы имеют раннепалеозойский возраст на Земле Мэри Бэрд и мезозойский на Антарктическом полуострове, относящемся уже к Андийскому поясу.

Древнейшие осадочные породы Земли Мэри Бэрд были смяты в складки и метаморфизованы до фации зеленых сланцев в несколько этапов, начиная с середины палеозоя, особенно интенсивно в интервале от поздней юры до среднего мела. Это сопровождалось вулканической активностью и интрузиями гранодиоритовых плутонов. Базальтовые покровы и толщи пирокластического материала, несогласно залегающие на эродированной поверхности докайнозойского фундамента, образовали ряд плато. Активность базальтовых излияний смещалась в южном направлении и контролировалась системой разломов, возможно периконтинентальных рифов — параллельных и поперечных общему простиранию континентального склона. Эти разломы разбивают тихоокеанскую окраину Западной Антарктиды на ряд горстовых блоков, испытавших поднятия в позднем плиоцене и плейстоцене.

Подводная окраина этой части Антарктиды образует к востоку от моря Росса широкий выступ с закрытым паковым льдом и поэтому совершенно неисследованным шельфом моря Амундсена. Континентальный склон этого выступа имеет сложный рельеф: наискось к общему простиранию его пересекают ориентированные в северо-западном направлении ряд подводных хребтов, носящих общее название хребтов Амундсена. Наиболее крупным из них является массив Мэри Бэрд. Его плоская вершинная поверхность лежит на глубинах порядка 500–1000 м (минимальная глубина 511 м), а подножие на глубинах до 3000–3500 м, так что высота над окружающей поверхностью склона достигает 2500–3000 м. Вершины других массивов поднимаются над склоном до глубин 930–1431 м. Ряд крупных подводных каньонов прорезают поверхность склона. Подножие крутого уступа верхней части континентального склона в районе моря Амундсена оконтуривается изобатой 4000 м. Ниже склон выполаживается и образует пологий переход к ложу океана. Это — аккумулятивный шлейф континента, который здесь имеет очень большую ширину. По различию в наклоне поверхности этот шлейф делят на три ступени:

верхнюю, шириной не более 100 км и с относительно ровной поверхностью, среднюю шириной 100–200 км, расчлененную многочисленными каналами суспензионных потоков, их прирусловыми валами шириной 4–20 км и "дюнами" шириной около 1 км, и нижнюю, очень пологую, имеющую округлые очертания конусов выноса (конус выноса Амундсена), пересекаемых редкими руслами суспензионных потоков. Мощность аккумулятивных тел континентального подножия Антарктиды здесь очень велика — порядка 2500–3000 м.

Выступ побережья Антарктиды и Земли Элсуэрта сопровождается сложно расчлененным шельфом сравнительно небольшой ширины с глубинами порядка 500 м. На этом шельфе располагается о-в Тёрстон, имеющий вытянутые очертания, и продолжающий его подводный хр. Уокера. Края шельфа прорезаны несколькими подводными каньонами, спускающимися вниз по круто падающему континентальному склону, подножие которого лежит на глубинах порядка 4000 м. От склона к ложу океана и здесь протягивается пологая поверхность широкого аккумулятивного шлейфа, заканчивающегося конусом выноса Тёрстон. На поверхности склона отмечены признаки подводных оползней и суспензионных потоков.

К востоку от Земли Элсуэрта лежит глубоко вдающийся в пределы суши залив — шельфовое море Беллинсгаузена. Шельф моря Беллинсгаузена, подобно шельфу моря Амундсена, совершенно не исследован, так как покрыт паковым льдом. Ширина этого шельфа достигает 550 км. Внешний край шельфа лежит на глубинах примерно 500 м, континентальный склон крут и прорезан подводными каньонами. Вблизи основания склона находится вулканический о-в Петра I, окруженный аккумулятивным шлейфом верхней части континентального подножия. Континентальное подножие и здесь очень широкое — около 400–500 км. На его поверхности — многочисленные русла суспензионных потоков. Конус выноса Беллинсгаузена образует внешнюю часть подножия, спускающуюся до глубин порядка 4500 м. В нижней части континентального подножия, примерно в 140 км к северу от основания континентального склона на глубине 4443 м была пробурена скв. 324 (35-й рейс "Гломар Челленджера"). Скважина вошла на 218 м в толщу осадков плейстоцена и плиоцена. Важнейшими факторами транспортировки осадочного материала были здесь суспензионные потоки и контурные течения, что отмечается переслаиванием глинистых и алевритовых слоев. Скважина прошла незначительную часть осадочной толщи, полная мощность которой здесь достигает 1900 м [46, Hollister, Craddock et al., 1976].

Время ее формирования, если исходить из скорости накопления осадков плиоплейстоцена, равной 125 м за 5 млн. лет, будет охватывать весь период палеогена и неогена. Если же предположить, что в доплиоценовое время скорость осадконакопления была выше в два-три раза, как это отмечается в скв. 325, расположенной восточнее, то время формирования аккумулятивного тела будет короче и ограничено периодом с середины олигоцена.

Восточный берег моря Беллинсгаузена образован Антарктическим полуостровом. Последний может быть отнесен к числу островодужных

систем. Его структуры принадлежат к Андийскому поясу складчатости и получили название Антаркстанд. В строении этого полициклически развивавшегося геосинклинального пояса участвуют породы от протерозоя и раннего палеозоя (гренильский комплекс), позднего палеозоя и раннего мезозоя (серия Тринити) до позднего мезозоя (юра, мел), прорваны интрузиями гранитоидов в конце мела и местами покрыты вулканитами неогена. Очевидны сходство строения Антаркстанд со строением Патагонских Анд и связь их с ними через пролив Дрейка или через Южно-Антильскую островную дугу.

Берега Антарктического полуострова сложно изрезаны и окаймляются множеством островов, вытянутых цепочкой вдоль берега в северо-восточном направлении. Крупнейшими из них являются острова Александра, Шарко, Аделейд, Палмера и Южно-Шетландские. Остров Александра сложен юрскими известняками и глинистыми сланцами, острова Шарко и Аделейд — мезозойскими извержениями и метаморфическими породами. Вулканические породы этих островов имеют андезитовый состав и аналогичным породам вулканического комплекса Патагонии. Шельф Антарктического полуострова в юго-западной части имеет ширину до 370 км, но к северо-востоку сужается до 180 км и даже до первых десятков километров близ Южно-Шетландских островов и п-ова Тринити, которым заканчивается Антарктический полуостров. Поверхность шельфа делится на внутреннюю и внешнюю части. Ближайшая к побережью материка внутренняя часть — это узкая полоса сложно расчлененного дна. Рельеф ее очень сходен с рельефом внутренней части шельфов Скандинавии и Гренландии, названным в свое время Ф. Нансеном стрендфлетом. Этот тип рельефа представляет собой сочетание выровненных эрозией и абразией поверхностей древних платформ и щитов с пересекающими их узкими тектоническими желобами, обработанными ледниками. В полосе стрендфлета у берегов Антарктического полуострова многочисленны обнажения пород фундамента, выровненных в плейстоцене совместным и попеременным воздействием морозного выветривания, субаэральной эрозии, морской абразии и ледников. Узкие желоба и разделяющие их гребни отвечают основным направлениям складок и разломов фундамента. Продольные желоба, параллельные берегу материка, отделяют острова. Глубины в них достигают больших величин: в проливе Георга VI, отделяющем о-в Александра — 1097 м, в проливе, отделяющем о-в Аделейд — 650 м, в желобе, отделяющем о-в Шарко — также до 650 м и до 1200 м в проливе Брансфильд между п-овом Тринити и Южно-Шетландскими островами. Отделяемая продольными желобами внешняя часть шельфа имеет волнистую поверхность и поднятия ее образуют серию банок: Шарко, Уилкинса, Александра, Адриасола, Мата, Браттег, Ренод, Палмера. Волнистый рельеф обусловлен ледниковой аккумуляцией, образованием донных и конечных морен в периоды максимальных оледенений с последующим вымыванием части отложенного материала в эпохи межледниковой и отложением гляциоморских осадков в современную эпоху. И во внешней части шельфа рельеф дна очень сходен с наблюдаемым у берегов Восточной Гренландии, Лабрадора и Скандинавии.

Поперечные желоба короче, чем продольные. Они служат подводным продолжением береговых фьордов. Подобно фьордам они переуглублены по сравнению со своими внешними частями — седловинами между банками внешнего края шельфа. Таковы желоба Шарко, Уилкинс, Восток, Аделейд, Хьюго, Бойд. Как для продольных, так и для поперечных желобов характерны черты морфологии ледниковых трогов, но заложены они, несомненно, по тектоническим разломам. Сейсмическим зондированием обнаружено заполнение желобов осадками, мощность которых, например, в проливе Брансфильд, достигает 300 м. В этом же проливе отмечены подводные вулканические конусы, располагающиеся вдоль линии разлома. Глубины внешнего края шельфа в этом районе уменьшаются от 420—490 м близ островов Александра и Аделейд до 250—300 м вблизи Южно-Шетландских островов.

Континентальный склон Антарктического полуострова очень крут и узок. Подводные каньоны здесь столь же многочисленны, как и на других континентальных склонах. Вершины каньонов часто глубоко врезаются в край шельфа и располагаются на продолжении поперечных желобов его (например, каньоны Палмера, Аделейд, Шарко). Основание континентального склона лежит на глубинах порядка 3 000 м. Далее в сторону океана располагается аккумулятивная равнина континентального подножия. На глубинах от 3 000 до 3 600 м над ней выступают местами асимметричные гребни, соответствующие выступам фундамента, погруженным блокам континентальной окраины. Эти гребни ориентированы в восточном и северо-восточном направлениях, подобно хр. Амундсена. Ниже, на глубинах до 4 200—4 600 м, располагаются пологонаклонные равнины конусов выноса Шарко и Палмера. Поверхность этих конусов выноса прорезают многочисленные русла суспензионных потоков с хорошо развитыми прирусловыми валами, с глубиной вреза в поверхность дна до 200—400 м. В толще осадков видны следы миграции этих русел. У внешнего края подножия находится пояс сложно расчлененного холмисто-гористого рельефа, получивший название хр. Палмера. Этот пояс протягивается в направлении на северо-восток от 65° ю. ш. и 75° з. д. до 60° ю. ш. и 70° з. д. Это выступы фундамента, играющие роль барьера для суспензионных потоков и ограничивающие внешний край аккумулятивной толщи континентального подножия в западной части континентального склона.

Разрез этой аккумулятивной толщи вскрыт в скв. 325 35-го рейса "Гломар Челленджера". Скважиной пройдено 718 м терригенных осадков кайнозоя, глины и окаменелой глины, но до кровли акустического фундамента осталось еще 500 м осадков. Древнейшие осадки, вскрытые скважиной, имеют возраст от олигоцена до раннего миоцена. Осадконакопление шло под воздействием двух основных факторов: суспензионных потоков и ледового разноса. Содержание в глинистых отложениях кварца, поступавшего с континента Антарктиды, варьирует в обратной зависимости от появления алевролитовых прослоев, связанных с усилением придонных вдольсклоновых так называемых контурных течений. Скорость накопления до 12—15 см в 1 000 лет, с которой на-

капливались осадки от олигоцена до середины плиоцена, позволяет предполагать чрезвычайно интенсивную эрозию континента в это время. Такое предположение подкрепляется тем, что такая же скорость осадконакопления отмечена для этого периода в скважинах 322 и 323, пробуренных севернее и западнее. Древнейшие марино-гляциальные осадки обнаруживаются здесь в миоценовых окаменелых глинах, что согласуется с результатами, полученными при глубоководном бурении скважин 28-го рейса "Гломар Челленджера" в Индийском секторе Антарктики. Вместе с тем к северу от 60° ю. ш. материал ледового разноса отмечен в скважинах как 35-го, так и 28-го рейсов только в осадках постмиоцена. В постплиоценовое время скорость осадконакопления в два-три раза меньше, чем была ранее — в этом сказались отступление ледника и погружение шельфа под уровень океана.

Для континентального склона Южно-Шетландских островов, так же как и для Тихоокеанского кольца, характерно сочетание краевого горного сооружения с глубоководным желобом. Крутой уступ континентального склона падает здесь ко дну Южно-Шетландского желоба с глубинами более 5 000 м. Желоб этот протягивается вдоль основания континентального склона на расстояние порядка 440 км и его окончания совпадают на западе с зоной разлома Херо и на востоке с зоной разлома Шекклтона. Эти две зоны разлома ориентированы под прямым углом к простиранию континентального склона Антарктического полуострова и представляют собой как бы морфологическое обрамление дна пролива Дрейка. Профиль желоба асимметричен, дно его разделено на несколько ячеек с глубинами более 5 000 м в северо-восточной части желоба и до 4600 м в юго-западной части. Дно желоба плоское.

Поверхность дна в проливе Дрейка в западной его части разбита на несколько плато, образованных, видимо, базальтовыми покровами. Края плато примерно совпадают с изобатой 3 000 м. Плато разделяются системой узких извилистых желобов шириной около 10 км. С востока к этим плато примыкают котловины со сложнорасчлененным дном. Понижения дна, оконтуренные изобатами 3 000 и 4 000 м, разделяются невысокими хребтами, ориентированными в северо-восточном направлении, и цепочкой также невысоких подводных гор, вытянутой вдоль меридиана 60° з. д. Дно океана в проливе Дрейка отмечено сейсмической активностью — по всей полосе между зонами разлома Херо и Шекклтона обнаружены рассеянные эпицентры землетрясений. Здесь выявлен ряд линейных, но коротких по своей протяженности аномалий магнитного поля, связываемых Дж. Ванней и Г. Джонсоном (1976 г.) с существованием так называемого "тройного сочленения" рифтовых зон. Связь этой сейсмически-активной зоны с активным поясом Патагонских Анд и Антарктид вполне очевидна. Что же касается квазилинейной системы мозаичных, в сущности, аномалий магнитного поля, то ее можно связывать также и с системой разломов, пересекающих базальтовые плато в проливе Дрейка. В любом варианте интерпретации данные о сейсмической активности и структуре магнитного поля в проливе Дрейка служат признаком тектонической раздробленности и, вероятно, недавней деструкции конти-

нентального моста между Южной Америкой и Антарктидой. Как известно, возникновение Циркумантарктического пояса океана и характерной циркумантарктической циркуляции в нем по данным глубоководного бурения относится к началу кайнозоя. Признаком начала циркумантарктической циркуляции и придонного контурного противотечения можно считать, например, несогласие, вызванное эрозией придонными течениями, обнаруженное при глубоководном бурении скв. 323 35-го рейса "Гломар Челленджера" между осадками палеоцена и верхнего олигоцена или нижнего миоцена. Разными авторами и по различным признакам момент возникновения циркумантарктической циркуляции оценивается временем 36—41 млн. лет (по австралийским эхиноидам), 30 млн. лет (по результатам глубоководного бурения в районе Новой Зеландии и Тасманова моря в 29-м рейсе "Гломар Челленджера"), 27—28 млн. лет (по планктонным фораминиферам юго-западной части Тихого океана). Прослой хорошо сортированных алевритов в скважинах, пробуренных на континентальном подножие Тихоокеанского сектора Антарктиды, появляющиеся в миоцене и типичные для контуридов — осадков контурных придонных течений — и отсутствующие в ранее накапливающихся турбидитах. Волнистая поверхность дна и осадочные дюны, выявляемые сейсмическим профилированием, на поверхности континентального подножия Антарктиды также могут служить свидетельством возникновения здесь в миоцене контурных течений как следствие возникновения сплошного кольца океана вокруг Антарктиды. Все это служит подтверждением предположения о недавнем разрушении континентального моста между Южной Америкой и Антарктидой.

Как можно видеть, морфоструктура переходной зоны между континентом Антарктиды и ложем Тихого океана существенно отличается от того, что наблюдается вдоль западной периферии океана. Тихоокеанское кольцо островных дуг и подобных им краевых горных сооружений с сопряженными с ними глубоководными желобами оказывается здесь разорванным в проходе между квазидугой островов Маккуори и Землей Виктории и в проливе Дрейка между Антарктическим полуостровом и южной оконечностью Анд, а на самом континенте Антарктиды — на протяжении его окраины от Земли Виктории до южной части Антарктического полуострова и Южно-Шетландских островов. Окраина этой части континента образует переходную зону пассивного типа. Если предположить, что островодужная морфоструктура Антарктического полуострова продолжается еще на некоторое расстояние к западу под поверхностью покровного ледника, и учесть существование грабена котловины Бэрда, протягивающегося навстречу ей с запада от моря Росса, и составляющих вместе как бы антарктическое звено Тихоокеанского кольца, то можно представить континентальный блок Земли Мэри Бэрд и Земли Эллсворса, отделяемый этим звеном кольца от Восточной Антарктиды в качестве краевого континентального массива, подобного Новозеландскому плато, и лежащему как и оно уже внутри Тихоокеанского кольца.

ПОДВОДНАЯ ОКРАИНА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Обращенную к Тихому океану сторону континента Южной Америки образует складчатый пояс Южноамериканских Кордильер (Анд), протягивающаяся от его южной оконечности — мыса Горн на Огненной Земле вплоть до Панамского перешейка и мыса Гальинас на северной оконечности континента. Анды состоят из системы параллельных хребтов, отвечающих горст-антиклинориям, и межгорных долин — грабен-синклинориев. Их складчато-глыбовая структура молода, не искажена позднейшими движениями и не замаскирована вулканическими сооружениями, которые скорее подчеркивают ее, так как приурочены к осевым и краевым разломам антиклинориев [24]. Система Анд Южной Америки состоит из трех основных сегментов: Южные (Патагонские) Анды, Центральные Анды и Северные (Карибские) Анды. Ряд глубинных разломов широтного, меридионального и северо-восточного направлений пересекают Южноамериканские Кордильеры и подчеркивают как их разделение на сегменты, так и ограничения со стороны соседних тектонических областей. По мнению Д. Наева и Дж. Холла (1982 г.), широтные разломы, пересекающие Южноамериканский континент от Тихоокеанского до Атлантического побережий, соответствуют ветвям глобальной спирально-вихревой системы разломов (геосутур), центр которой находится в Альпийско-Гималайском поясе. Заложение этой системы разломов относят к докембрию.

Южный сегмент Анд представлен Патагонскими Андами. Система широтных разломов, обрамляющих Северный хребет Скотия Южно-Антийской островной дуги — разломы Техуэлче и Мальвинас — служат южным ограничением его. На севере же широтный разлом, протягивающийся вдоль северного края Северо-Патагонского массива и продолжающий зону разлома Фолкленд — Агульяс Атлантического океана, отделяет Патагонские Анды от Центральных Анд. Разлом этот пересекает Тихоокеанское побережье Южной Америки в районе 45-й параллели ю. ш., и в океане с его продолжением совпадает рифтовая система Чилийского поднятия. Центральные Анды в своей южной части имеют меридиональное простирание вплоть до 18-й параллели ю. ш., где их простирание резко меняется на северо-западное. Это так называемый "угол Арики", по названию находящегося здесь г. Арика. Столь резкое изменение системы простираний связывают с пересечением здесь Анд широтным Южно-Бразильским линеаментом. К этому разлому приурочены также дислокации на границе Западно-Бразильского щита, широтная цепь байкалид в восточной части континента и зона разлома Мартин-Вас на его восточной подводной окраине. В Тихом океане с продолжением этого широтного линеамента примерно совпадает зона разлома Пасхи. К северу от "угла Арики" Центральные Анды в районе горы Писко (примерно 13° ю. ш.) пересекаются заложением в палеозое разломом Писко — Джуруа. Последний имеет северо-восточное простирание и протягивается через весь континент, пересекая под углом 45° зону разлома Амазонки, прослеживаясь вдоль грабена Такуту через Гвианский щит и выходит на восточную окраину конти-

нента в Гайанском прогибе. В Карибском море с его продолжением совпадает подводный хр. Авис. В Тихом океане на продолжении разлома Писко — Джуруа лежит асейсмичный глыбовый хр. Наска. Северным ограничением Центральных Анд служит субэкваториальная зона поперечных разломов, пересекающая континент Южной Америки по оси Амазонской впадины от мыса Париньяс к устью Амазонки, разделяя Гвианский и Центрально-Бразильский щиты. Эта зона разлома заложена в позднем протерозое — раннем палеозое. В Атлантическом океане с продолжением зоны Амазонского разлома совпадает зона экваториальных разломов Сан-Паулу и Романш [45, New, Hall, 1982]. В Тихом океане этой зоне соответствует Галапогосская рифтовая зона и лежащий к югу от нее хр. Карнеги. Северные (Карибские) Анды имеют общее простирание структур на северо-северо-восток, что составляет почти прямой угол с общим простиранием Центральных Анд. В северной части этого сегмента Анд их структуры разветвляются в виде пучка, и западные ветви отходят к Панамскому перешейку, переходя там к Центрально-Американскому сегменту Анд, а восточные выходят к побережью Карибского моря в район Венесуэльского залива и находят продолжение в Антильской островной дуге. Северным ограничением Карибских Анд может служить западное продолжение зоны разлома Вимы (Атлантический океан).

Такое разделение системы Южноамериканских Анд на блоки-сегменты находит отражение в глубинном строении западной окраины континента Южной Америки и в проявлениях сейсмической и вулканической активности. Весьма слабо проявляется сейсмическая активность в сегменте Патагонских Анд, и там отсутствует фокальная зона Заварицкого—Беньофа. Редки там и проявления активного вулканизма. В Центральных и Северных Андах сейсмическая активность очень высока, и фокальная зона Заварицкого—Беньофа выражена на глубинах до 300—700 км в двух районах: между 45-й и 30-й параллелями ю. ш. и между 25-й и 15-й параллелями ю. ш.

Примерно этим же районам соответствуют и группы активных вулканов. Пересечение Анд поперечными зонами разломов отмечает местами резкую смену характера гравитационного поля. Например, к югу от разлома Писко—Джуруа протягивается полоса отрицательных аномалий силы тяжести, отражающая присутствие мощной толщи нижнепалеозойских осадочных пород, а к северу — полоса положительных аномалий, отражающих наличие поднятого блока докембрийских метаморфических пород и гранитных батолитов.

Рельеф подводной окраины континента Южной Америки также отражает различия в геологическом строении краевой части этого континента. Меняются ширина и расчлененность шельфа, ширина и крутизна континентального склона, раздробленность его на опущенные блоки, объем аккумулятивных тел на склоне и у его подножия в глубоководном желобе. Меняется и морфологическая выраженность глубоководных желобов вдоль подножия континентального склона.

В южном сегменте, вдоль побережья Патагонских Анд, ширина шельфа наибольшая, порядка 220 км к югу от Огненной Земли и до 110 км в

северной части этого сегмента. Побережье фьордового типа сильно изрезано и на поверхности шельфа располагается множество островов, самый крупный из которых — о-в Огненная Земля. Это напоминает побережье Антарктического полуострова. Однако в отличие от него поверхность шельфа здесь хорошо выровнена и лежит на глубинах не более 180 м. Глубина внешнего края отмели порядка 180–200 м. Континентальный склон имеет сложное строение: ниже крутого уступа верхней части его лежит довольно широкая ступень на глубинах от 1500 до 2500 м, сложно расчлененная выступами опущенных блоков фундамента, в понижениях между ними и верхним уступом обнаружены значительные массы осадков. Множество подводных каньонов врезаются своими вершинами в эту ступень и опускаются ниже к основанию второго уступа склона. В основании этого нижнего уступа континентального склона находится прогиб фундамента, отвечающий нашим представлениям о глубоководном Огнеземельском (Чилийском) желобе, но полностью заполненный осадками. Поверхность осадочной толщи представляет собой плоскую абиссальную равнину на глубинах порядка 4400 м, вытянутую полосой шириной около 45 км вдоль подножия континентального склона. Мощность осадочной толщи в седиментационных ловушках склона и в желобе фундамента у его подножия — порядка 1500 м. С учетом этого можно представить, что глубины в желобе фундамента, если бы он не был заполнен осадками, оказались бы порядка 6 000 м. К северу от 52-й параллели ю. ш. осадочная толща не только заполняет прогиб фундамента в основании континентального склона, но даже переполняет его образуя так называемое континентальное подножие, полого наклоненное в сторону океана. Поверхность аккумулятивной равнины этого подножия прорезают русла суспензионных потоков. Крупнейшее из них — извилистый канал Морнингтон. Ширина континентального подножия, оконтуриваемого внизу изоботой 4500 м, достигает почти 470 км.

К северу от 46-й параллели ю. ш., вдоль побережья Центральных Анд, морфология подводной окраины существенно меняется. В южной части, южнее широты Вальпараисо, побережье еще сохраняет фьордовый характер, шельф еще достаточно широк — около 90–110 км в заливах и до 35–45 км у выровненного берега. Однако ступень континентального склона уже не тянется непрерывно, а образует лишь отдельные выступы, разделяемые сплошным крутым падением континентального склона. Мощность осадочного чехла в карманах фундамента склона и в основании его по-прежнему велика — около 1000–1500 м. В районе 46–45-й параллели ю. ш. к основанию континентального склона вплотную примыкает рифтогенное срединноокеаническое Чилийское поднятие, осевая зона которого вблизи к континентальному склону оконтуривается изоботой 3000 м, а фланги — изоботой 4000 м. Неясно, продолжается ли в этом районе желоб как прогиб поверхности фундамента в основании континентального склона, заполненный осадками, или же он здесь выклинивается в связи с примыканием к склону Чилийского поднятия? К северу от 45-й параллели ю. ш. в основании континентального склона уже начинается прогиб поверхности дна, отвечающий началу Перуанско-Чилийского

желоба, постепенно все углубляющийся в направлении к северу и достигающий глубин 6 000 м в районе Вальпараисо. К северу от Вальпараисо шельф резко сужается — теперь это узкая полоска мелководья, в сущности — современная абразионная терраса шириной менее 10–20 км, внешний край которой лежит на глубинах 140–150 м и сильно изрезан, повторы неровности крутопадающей поверхности континентального склона. Высота континентального склона в этой области очень велика, так как глубины в Перуанско-Чилийском желобе на значительном его протяжении превышают 7 000 и 8 000 м (максимальная глубина 8069 м). Если учесть, что Центральные Анды в этой же области повсеместно поднимаются до высот более 6 000 м (гора Аконкагуа — 7035 м), то амплитуда рельефа здесь достигает 14 000–15 000 м. По данным сейсмического профилирования рыхлый осадочный чехол на подводной окраине континента в области к северу от Вальпараисо и на север до Карибских Анд становится очень тонким или вообще отсутствует. Сколько-нибудь значительные накопления осадков на дне желоба отсутствуют. Близость пустыни Атаками свидетельствует об отсутствии сноса терригенного материала по крайней мере с миоцена, если принять заложение Перуанско-Чилийского желоба в миоцене, или с эоцена, если исходить из представлений об эоценовом возрасте океанического фундамента на восточной периферии ложа океана в Чилийской и Перуанской котловинах, определенном по данным бурения (скв. 321) [39, Leats Hart et al., 1976]. Между тем крупная отрицательная аномалия силы тяжести, приуроченная к континентальному склону Перуанско-Чилийского желоба, протягивающаяся от Вальпараисо к Антофагасте и Кальяо, свидетельствует о наличии здесь накопления относительно легких масс малоуплотненных осадков на восточном борту желоба и континентальном склоне, накопленных еще в домиоценовое или доэоценовое время и ныне входящих уже в состав акустического фундамента.

Сейсмическим зондированием установлено, что в южной и центральной частях шельфа Центральных Анд существует ряд осадочных бассейнов, заполненных до уровня поверхности шельфа осадками, с возрастом от позднего мела к северу от 37-й параллели ю. ш., от эоцена — южнее и до 38-й параллели и не древнее миоцена — к югу от 38-й параллели. Максимальная мощность неконсолидированных, но все же сильно отвердевших осадочных толщ в этих бассейнах шельфа достигает 2 000–3 000 м. Со стороны внешнего края шельфа эти бассейны осадконакопления ограничены поднятиями консолидированного фундамента, сложенного метаморфическими породами мела и эоцена.

К северу от "угла Арики", в районе Писко, чилийская часть Перуанско-Чилийского желоба сужается и почти выклинивается. В седловине между северо-восточной оконечностью океанического асейсмического глыбового хр. Наска и основанием континентального склона глубины оказываются менее 5 000 м. К северо-западу от Писко шельф расширяется до 110–150 км, континентальный склон становится менее крутым и более сложно расчлененным, дробится на опущенные блоки, покрывается заметным чехлом осадков.

В перуанской части Перуанско-Чилийского желоба глубины вновь возрастают до величин более 6 000 м — максимальная глубина здесь 6601 м. Вблизи экватора желоб выклинивается и на седловине между основанием континентального склона и восточной оконечностью хр. Карнеги глубины не превышают 3200 м. Слои осадочной толщи на дне Перуанско-Чилийского желоба залегают преимущественно горизонтально и лишены признаков деформаций. Материал, слагающий их, — это терригенные осадки, сносимые с континента, и биогенные пелагические осадки. Отсутствие деформаций осадочного чехла, имеющего ориентировочно возраст от миоцена до современного, может рассматриваться как свидетельство отсутствия сжатия между ложем океана и континентальной окраиной, т. е. свидетельством отсутствия здесь субдукции, по крайней мере с миоцена.

Узкая, шириной в 4—10 км, полоска шельфа — современной абразионной террасы — тянется вдоль побережья Карибских Анд. Поверхность склона сложно расчленена, местами образует ступени на глубинах от 1 000 до 1500 м. Основание склона лежит на глубинах порядка 3500 м и лишь в Колумбийском желобе, широком и плоскодонном, глубины увеличиваются до 4090 м.

Глубинная структура западной окраины континента Южной Америки охарактеризована глубинным сейсмическим зондированием и гравиметрическими данными. Под осевой частью Анд мощность коры континентального типа достигает 70 км, вблизи побережья Тихого океана — порядка 30—40 км. В области континентального склона происходит уменьшение суммарной мощности коры с постепенным выклиниванием слоя со скоростями 6 км/с. Перуанско-Чилийский желоб является шовой структурой, отмечающей переход от континентального типа земной коры к коре океанического типа мощностью 5—6 км и без слоя со скоростями 6 км/с. При этом непосредственно к западу от оси желоба происходит резкое локальное утонение коры до 3—4 км за счет сокращения мощности слоя со скоростями 6,8 км/с. Вдоль Перуанско-Чилийского желоба на краю океанского ложа находится краевой вал, под которым предполагается поднятие глубинного материала, что может вызвать наблюдаемое здесь утонение коры.

ПОДВОДНАЯ ОКРАИНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКИ

К северо-западу от Колумбийского побережья Южной Америки и до горла Калифорнийского залива восточное обрамление ложа Тихого океана образует подводная окраина Центральной Америки и южной части Мексики. Они объединяются здесь условно вместе, как Центральная Америка, общностью морфологии подводной окраины — сопряженностью континентального склона с Центрально-Американским глубоководным желобом, столь характерной чертой для океанических окраин тихоокеанского или активного типа. В строении этого континентального моста меж-

ду Южной Америкой и Северной Америкой участвуют в южной его половине альпийский антиклинорий Береговой Кордильеры Карибских Анд Южной Америки, продолжающийся на Панамском перешейке, а затем альпийский же антиклинорий хр. Кордильера-де-Таламанка Западной Панамы и Коста-Рики. Их разделяет зона разлома меридионального простирания, совпадающая с северным продолжением Панамской зоны разлома и Панамской котловины. Южное окончание антиклинория Кордильера-де-Таламанка имеет также меридиональное простирание и срезается берегом океана — на его продолжении лежит либо хр. Кокос, отделяемый, однако, сбросовым уступом от континентального склона, либо выступ континентального склона, вытянутый вдоль зоны Панамского разлома и оконтуриваемый изобатой 3000 м. Антиклинорий Кордильера-де-Таламанка протягивается на северо-запад вдоль побережья океана до зал. Теуантепек. К северу от залива зона разлома, отмечаемая цепочкой действующих вулканов Сальвадора и Никарагуа, отделяет этот альпийский антиклинорий от палеозойского срединного массива метаморфических пород Южной Сьерра-Мадре Мексики. Далее к северо-западу структуры континентальной окраины Тихого океана представлены именно этим массивом — "древним ядром Центральной Америки", ограничиваемым на севере, на широте мыса Корриентес (южного входного мыса Калифорнийского залива), восточным продолжением океанической зоны разлома Клариион, либо южным продолжением зоны разлома Тамайо, пересекающей вход в Калифорнийский залив [24].

Шельф Центральной Америки имеет сложные очертания. Ширина его меняется вследствие сложной конфигурации береговой линии, отражающей положение антиклинальных и синклиналиных структур альпийских антиклинорий окраины континента. В заливах — Панамском, Комба, Коронадо, Никоя и Теуантепек — ширина шельфа возрастает до 75–110 км, а близ выступов побережья сокращается до 4–7 км. Глубины шельфа порядка 140–160 м и внешний край его лежит на глубине примерно 180 м. Внешний край шельфа имеет, в общем, простые, почти прямолинейные очертания, но в него глубоко врезаются вершины подводных каньонов континентального склона. Континентальный склон очень крутой и местами осложнен узкими ступенями. Основание склона в Панамской котловине, восточнее хр. Кокос, лежит на глубинах около 3200 м и менее 2000 м там, где к склону примыкает хр. Кокос. Однако к западу от хр. Кокос глубины в основании склона резко увеличиваются в связи с находящимся там глубоководным Центрально-Американским желобом. От зал. Коронадо этот желоб протягивается на расстояние более 2200 км до островов Мария Мадре и зоны разлома Тамайо, пересекающей вход в Калифорнийский залив. Желоб имеет типичный для таких желобов асимметричный профиль, нижняя часть континентального склона и склон со стороны океана разбиты крутыми сбросовыми уступами, дно узкое и плоское. На большей части своего протяжения желоб оконтуривается изобатой 4500 м. Максимальная глубина его 6639 м находится к югу от зал. Теуантепек. Морфоструктура желоба соответствует представлениям о грабене, ограниченном по бортам рядом нормальных сбросов.

По данным глубинного сейсмического зондирования и гравиметрическим данным мощность земной коры под континентальным массивом Центральной Америки порядка 40 км в осевой части альпийского антиклинория, порядка 30 км — под палеозойским массивом Южной Мексики, а в прибрежных частях и под шельфом — около 16–18 км. Характерной особенностью этой области является почти горизонтальная граница Мохоровичича под континентальным склоном и очень резкое сокращение мощности коры уже под осью глубоководного желоба — до 6–8 км, с последующим утонением до 4–5 км под краевым валом океанического ложа. Сейсмическим профилированием установлено, что под шельфом вдоль альпийского антиклинория Центральной Америки протягиваются параллельно ему бассейны осадконакопления, заполненные осадочной толщей мощностью до 6 000 м. Со стороны внешнего края шельфа эти седиментационные ловушки отгорожены поднятием фундамента со скоростями сейсмических волн 4 км/с, с которым связан пик магнитных аномалий и которое можно интерпретировать, как внешнюю антиклиналь альпийского антиклинория (комплекс Никоя), хотя некоторые исследователи склонны видеть в нем аккреционную призму, сложенную меланжем терригенных и океанических осадков. Поверхность континентального склона сформирована довольно мощной призмой осадочных образований со скоростями до 2,4–3,35 км/с. Осевая часть желоба заполнена осадками мощностью до 500–800 м. Глубоководное бурение было проведено по двум разрезам через подводную окраину Центральной Америки: в 66-м рейсе "Гломар Челленджера" по разрезу от Акапулько-Мексика (т. е. через подводную окраину палеозойского массива Южной Мексики) и в 67-м рейсе — от Сан-Хозе-Гватемала (т. е. через подводную окраину альпийского антиклинория).

Бурением скв. 494–500 по разрезу от Сан-Хозе (рис. 4) вскрыты под океаническим склоном желоба пелагические осадки от миоцена до современных (причем верхи осадочной толщи имеют характер гемипелагических осадков), лежащие на базальтах акустического фундамента, под дном желоба — слой лежащих на базальтах тех же пелагических и гемипелагических недеформированных осадков миоцена, плиоцена и нижнего плейстоцена, спокойно перекрытых турбидитами верхнего плейстоцена, под континентальным склоном — гемипелагические осадки верхнего мела, несогласно перекрытые гетерогенными осадками со следами оползней и воздействия придонных течений. Нахождение гемипелагических осадков по обоим сторонам желоба свидетельствует о появлении с начала позднего миоцена условий, позволяющих их перенос через седиментационную ловушку осевой части желоба. Спокойное залегание недеформированных нижнемиоценовых гемипелагических осадков в осевой части желоба делает маловероятным, если не исключает полностью, предположение о субдукции, а появление в разрезе турбидитов в начале позднего плейстоцена позволяет предполагать заложение желоба именно в это время. Отсутствие пелагических осадков в скважинах континентального склона исключает аккреционную природу осадочной призмы, тогда как реальным является графитационное и оползневое заполнение седиментационных

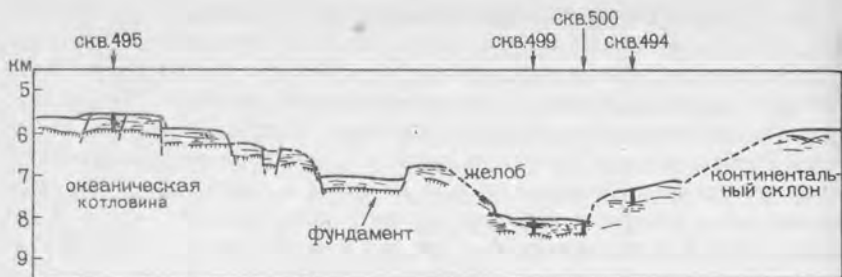


Рис. 4. Структурный профиль осевой зоны Центрально-Американского желоба. По Ж. Обуйну и др. (1982 г.)

карманов между сброшенными блоками континентального фундамента [46, Auboin, von Huene et al., 1982].

Бурением скважин 486–493 по разрезу от Акапулько получена примерно такая же картина: распространение гемипелагических осадков позднего плиоцена и четвертичного времени по обоим склонам желоба, перекрытие ими на океанической стороне пелагических осадков миоцена, лежащих на базальтах акустического фундамента, заполнение осевой части желоба толщей четвертичных турбидитов мощностью до 625 м, перекрывающей примерно 200 м недеформированных пелагических и гемипелагических осадков миоцена и плиоцена, а на континентальном склоне — гемипелагические осадки гетерогенного типа, подстилаемые в некоторых скважинах турбидитами. Именно эти последние были интерпретированы участниками 66-го рейса "Гломар Челленджера", как былые осадки осевой части желоба, вошедшие в состав аккреционной призмы, и как свидетельство реальности здесь процесса субдукции. Однако по вполне справедливому мнению участников 67-го рейса "Гломар Челленджера" представления о субдукции здесь "иллюзорны", так как эти турбидиты с таким же успехом могли быть накоплены в седиментационных ловушках фундамента континентального склона и никогда не быть в осевой части желоба [39, Moore et al., 1982; Auboin, von Huene et al., 1982].

Континентальная окраина Центральной Америки на всем своем протяжении чрезвычайно активна сейсмически и характеризуется существованием глубинной фокальной зоны, погружающейся в северо-восточном направлении до глубин порядка 100–300 км. Интересной особенностью южного окончания сейсмически активной зоны Центральной Америки является совпадение с зоной Панамского разлома и кулисообразное положение по отношению к северному окончанию сейсмически активной зоны Береговой Кордильеры Карибских Анд. Возможно, что это отражает единство структуры альпийской антиклинали Центральной Америки и подводного хребта, лежащего в Панамской котловине вдоль зоны Панамского разлома.

Западную окраину континента Северной Америки занимает горная складчато-глыбовая система Кордильер, протягивающаяся от Южной Мексики до п-ова Аляска. Хотя возраст основной складчатости и главного горообразования в системе Кордильер Северной Америки поздне-мезозойский, в полосе Тихоокеанского побережья, складчатость, горообразовательные движения и вулканизм продолжались в течение всего кайнозоя и не закончились даже в современную эпоху. Вдоль простираения этой огромной системы она делится на несколько сегментов: Кордильеры Мексики, Кордильеры США, Кордильеры Канады и Кордильеры Аляски [24].

На север от Центральной Америки восточное побережье Калифорнийского залива занято антиклинорием Мексиканских Кордильер, а лежащий к западу от Калифорнийского залива Калифорнийский полуостров сложен горст-антиклинорием осевого хребта и антиклинориями прибрежной части, продолжающимися севернее в антиклинориях западной притихоокеанской части Кордильер США — антиклинориях Сьерра-Невады и Береговых хребтов. Пересечение тихоокеанской окраины Северной Америки океанической зоной разлома Меррей отмечается развитием крупных структур широтного направления, выраженных в поднятии Поперечных хребтов и межгорной впадине Санта-Мария—Вентура. Еще далее к северу возникновение изгиба оси и погружение фундамента с перерывом полосы гранитных батолитов в антиклинориях Сьерры-Невады с юга и гор Кламат к северу связано с пересечением окраины континента океанической зоной разлома Мендосино. Важная роль в структуре этой части Кордильер принадлежит грабену-рифту Калифорнийского залива и лежащему на его северо-западном продолжении разлому-сдвигу Сан-Андреас, выходящему у мыса Мендосино на побережье океана. К северу от Калифорнии притихоокеанская часть кордильер США представлена антиклинорием Береговых хребтов. Антиклинорий Береговых хребтов протягивается вдоль Тихоокеанского побережья вплоть до г. Сизгл, где зона поперечного разлома Льюиса и Кларка разграничивает его и уходящую на северо-запад систему Кордильер Канады. Притихоокеанская часть этой системы представлена антиклинорием Берегового хребта — гомологом антиклинориев Сьерры-Невады и гор Кламат — и антиклинорием хр. Св. Ильи и архипелага Александра, начинающимся на о-ве Ванкувер и протягивающимся через о-ва Королевы Шарлотты к северу через архипелаг Александра. Синклинорий Джуно-Гравина, разделяющий два антиклинория, проходит через проливы, отделяющие цепочку этих островов от материка. В вершине Аляскинского залива Кордильеры Канады сменяются Кордильерами Аляски, разграничиваясь от них северным продолжением разлома-сдвига Чатам. Там вдоль окраины континента протягиваются в западном направлении антиклинорий Талкитна, лежащий на продолжении антиклинория Св. Ильи и на западе кулисообразно сочленяющийся с антиклинорием Алеутской островной дуги, и антиклинорий о-ва Кодьяк — полуострова Кенай и гор Чугач. Они разделяются синклинорием прогиба Ше-

лихова—Кука. В рельефе подводной окраины Северной Америки черты структуры западного фланга тектонической системы Кордильер находят достаточно яркое выражение.

Калифорнийский залив, как уже было сказано, является активным грабеном-рифтом, соответствующим месту вторжения в пределы континента современной рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта. В этом отношении он подобен грабену-рифту Красного моря. Дно залива сложно расчленено системой рифтовых желобов и поперечных разломов, разделяющих их. Наиболее крупным разломом является разлом Тамайо у входа в залив. К южной оконечности этого разлома приурочены острова Трес-Мариас. Рифтовые впадины образуют замкнутые котловины с глубинами до 2000—2500 м — это котловины Гуайамас, Кармен, Фаральон, Пескадеро. Шельф со стороны Сьерра-Мадре Мексиканской Кордильеры имеет ширину от 2 до 30—40 км, расширяется до 130 км в вершине залива и тянется едва заметной узкой абразионной террасой вдоль северо-восточного побережья Калифорнийского полуострова. В горло залива входит северная оконечность осевой зоны Восточно-Тихоокеанского рифтового хребта, оконтуриваемая изобатой 3000 м и окаймляемая прогибами континентального склона, подножие которого опирается здесь на фланги этого хребта на глубинах около 3200 м. Шельф Тихоокеанского побережья Калифорнийского полуострова очень узок у выступающих к западу мысов, связанных с выступами антиклинальных структур — там это узкая абразионная терраса, и расширяется до 75—110 км в заливах, отвечающих синклиналим прогибам, заполненным осадками. К северу от зал. Себастьян-Вискано шельф сужается до 2—5 км, а поверхность континентального склона образует широкую ступень на глубинах порядка 2000—2500 м — от основания верхнего уступа склона на глубинах примерно 1000 м и до верхнего края нижнего уступа на глубинах примерно 3000 м. Рельеф этой ступени, получившей название "Калифорнийского бордерленда", очень сложен, представляя собой сочетание множества подводных гряд и небольших котловин. Внешний край бордерленда в южной и северной частях приподнят в виде хребтов, лежащих на продолжении антиклинали мыса Эухенио и островов Седрос и Сан-Бенито на юге и антиклинали выступа мысов Аргуэло и Консепсион с островами Санта-Крус, Сан-Мигуэль, Санта-Роза, Сан-Николас и Санта-Каталина на севере. Калифорнийский бордерленд протягивается на север вплоть до зал. Монтерей, где склон пересекает восточное окончание зоны разлома Меррей. Поверхность Калифорнийского бордерленда отвечает крупному опущенному блоку континентальной окраины. Обнаруженные здесь археологические находки стоянок человека каменного века свидетельствуют об очень недавних погружениях. Нижний уступ континентального склона очень узок и крут. В основании его в южной части Калифорнийского полуострова лежит желоб Седрос с глубинами до 6625 м, а в северной части — в основании крутого обрыва Паттон — глубины порядка 3700—3800 м. К северу от мыса Аргуэло ширина шельфа также невелика — в заливах до 40—55 км, а у мысов — не более 4—8 км. Внешний край шельфа изрезан вершинами многочисленных подводных

каньонов — одних из наиболее изученных в Мировом океане. Крупнейшими каньонами являются Монтерей и Дельгада, в устьях которых лежат большие конусы выноса, сформированные отложениями суспензионных потоков и спускающиеся на ложе океана до глубин порядка 4400—4600 м. Поверхность конусов выноса прорезана многочисленными руслами суспензионных потоков с прирусловыми валами.

На основании геофизических исследований получены данные о глубинном строении подводной окраины континента. Мощность земной коры под Калифорнийским полуостровом и Береговыми хребтами Калифорнии порядка 30 км, быстро уменьшается под крутыми участками континентального склона, сохраняется равной примерно 17—20 км под Калифорнийским бордерлендом и оказывается равной типичным для океанической коры значениям около 6—8 км с внешней стороны основания континентального склона. Осадочный чехол заполняет прогибы фундамента под поверхностью шельфа в заливах, и мощность осадочной толщи там достигает 1 000—2 000 м. Довольно мощные толщи осадков накоплены в седиментационных ловушках Калифорнийского бордерленда. Мощность аккумулятивных тел конусов выноса Монтерей и Дельгада достигает нескольких сотен метров.

Глубоководное бурение было проведено в районе Калифорнийского полуострова в 63-м и 64-м рейсах "Гломар Челленджера" [39, Nag, Yeats, 1979; Currau, Moore, 1981]. Скважины 467—473 63-го рейса пробурены на Калифорнийском бордерленде и вблизи подножия континентального склона. Базальты акустического фундамента за пределами континентального склона имеют раннемиоценовый возраст (17 млн. лет) в северной части района (скв. 469), в средней и южной частях района — среднемиоценовый (14,5 млн. лет) в скважинах 470, 471 и 472, и позднемиоценовый — раннеплиоценовый (6—7 млн. лет) в устье Калифорнийского залива (скв. 473). Возраст осадков в забое скважин 467 и 468, пробуренных на внешнем краю Калифорнийского бордерленда, оказался среднемиоценовый (примерно 16,5 млн. лет). Эти две скважины вошли в уплотненные осадки континентального типа со скоростью от 2,0 до 3,2 км/с, содержащие андезитовые и дацитовые лапилли. Истолкование этих результатов в рамках концепции тектоники литосферных плит затруднено, хотя попытки к этому делаются, ибо идея об отделении Калифорнийского полуострова от материкового массива Мексики в результате спрединга в рифте Калифорнийского залива очень популярна. Представление о рифтовой природе грабена Калифорнийского залива поддерживается данными об очень высоких значениях теплового потока и о гидротермальных отложениях в котловине Гуайамас, данными сейсмического профилирования об утонении и нарушенности сбросами деформированного осадочного чехла в этом грабене-рифте. Идентификация линейных аномалий магнитного поля дала основания для представлений о начале современной стадии спрединга примерно 3,5—4 млн. лет назад (где находилась ось более раннего спрединга — вопрос спорный даже для сторонников концепции тектоники плит).

Скважины 474, 475 и 476, пробуренные в 64-м рейсе "Гломар Челленджера" в горле Калифорнийского залива, позволили представить картину погружения по сбросам континентальных блоков южной оконечности Калифорнийского полуострова. Оно началось в конце миоцена — начале плиоцена с образованием протозалива еще до раскрытия рифтовой трещины, и сопровождалось накоплением гемипелагических осадков, вмещающих долеритовые силлы. Раскрытие рифтовой трещины в осевой части залива было отмечено базальтовыми потоками и долеритовыми силлами, перекрытыми турбидитами и гемипелагическими осадками от раннего плиоцена (4—4,5 млн. лет).

Обращает на себя внимание значительная ширина опущенных по сбросам континентальных блоков и сложное сочетание рифтовых трещин с трансформными поперечными разломами, отражающие связь развития грабена Калифорнийского залива со сбросовыми движениями ранней стадии развития разлома Сан-Андреас и сдвиговыми движениями последней его развития. Серия скважин 477—481 этого же рейса "Гломар Челленджер" была пробурена в котловине Гуайамас — самой северной из рифтовых котловин в осевой части залива, где сейсмическим зондированием еще прослеживается кора океанического типа, тогда как суммарная мощность коры в вершине залива возрастает до 20—25 км. Базальтовые интрузивы вскрыты скважинами не только в узкой 3-километровой трещине рифта, но и в стороны на 10—12 км от нее. Обнаружены продукты гидротермальной активности.

Осевая зона Калифорнийского залива и его северо-восточный борт представляют собой сейсмически весьма активную зону, но очаги землетрясений находятся на глубинах в диапазоне до 30 км, т. е. относятся к категории поверхностных. Эта линейная сейсмичная зона продолжается вдоль разлома Сан-Андреас до зоны разлома Меррей. К северу от нее линейная локализация землетрясений теряется, так как очаги землетрясений рассеяны на обширной площади Колумбийского плато и Большого Бассейна, но вновь проявляется к северу от зоны разлома Мендосино — сначала вдоль ее восточного окончания на континентальной окраине, а затем вдоль подводного рифтового хр. Горда и зоны разлома Бланко, прерывается на хр. Хуан-де-Фука, но вновь протягивается вдоль антиклинория Св. Ильи и архипелага Александра от о-ва Ванкувер и до вершины Аляскинского залива. На всем этом протяжении от горла Калифорнийского залива до Джуно в вершине Аляскинского залива землетрясения только мелкофокусные.

Вдоль подводной окраины Северной Калифорнии, в области от зоны разлома Меррей до зоны разлома Мендосино, были пробурены серия скважин 32—36 в 5-м рейсе "Гломар Челленджер" и скв. 173 в 18-м рейсе. В скважинах 32, 33 и 34, пробуренных во внешней части конуса выноса Дельгадо, в низах скважин над базальтами акустического фундамента и скв. 173 в верхней части континентального склона вскрыты пелагические осадки нижнего олигоцена — среднего миоцена (скв. 32), верхнего олигоцена — среднего миоцена (скв. 33) и верхнего олигоцена — нижнего миоцена (скв. 34). Разрезы скважин, в которых пелагические осадки в позд-

нем миоцене сменяются терригенными осадками конуса выноса, свидетельствуют об увеличении разницы между уровнями периферии океанского ложа и континента, о погружении ложа под уровень карбонатной компенсации и поднятии континентальной окраины с ее областями размыва и снова терригенного материала [39, Mc Manus et al., 1970; Kulm, von Hueene et al., 1973].

Осадочный чехол континентального склона выравнивает сложное дробление его фундамента сбросами. Фундамент, вскрытый скв. 173, сложен пузырчатými андезитовыми лавами и, вероятно, отвечает францисканской формации. Он перекрыт осадками, типичными для континентального склона, с возрастом ранний миоцен — современный период. Дробление фундамента разломами произошло не позднее, чем в позднем олигоцене или раннем миоцене. Образование пузырчатых лав могло происходить на глубинах не более 1 000 м, тогда как современная глубина фундамента 3200 м, следовательно, погружение этой части склона с миоцена произошло, как минимум, на 2200 м.

У мыса Мендосино подводную окраину континента пересекает восточное окончание океанической зоны разлома Мендосино. Крутой сбросовый уступ широтного направления ограничивает выступ континентального склона, на котором лежит верхняя часть конуса выноса Дельгада. К северу от этого уступа окраина континента приобретает меридиональное направление. Очертания внешнего шельфа, лежащего на глубинах около 140 м, извилистые, и ширина шельфа колеблется от 20 до 75 км. Там, где край шельфа отступает, на континентальном склоне имеются ступени с глубинами от 500 до 1 000 м, соответствующие, по-видимому, выходам к побережью антиклинальных структур Берегового хребта. В южной половине этого участка склона его основание лежит на глубине 3 000 м и аккумулятивный шлейф континентального подножия в рельефе дна не выражен, хотя по данным сейсмического профилирования видно, что фундамент в основании склона прогнут и этот прогиб заполнен аккумулятивной толщей. В северной половине — к северу от разлома Бланко — к основанию склона примыкает уже хорошо выраженный в рельефе аккумулятивный шлейф континентального подножия — конус выноса Астория — и аккумулятивная равнина котловины Каскадия (некоторые авторы объединяют их в единый конус выноса Нитинат). Поверхность этого конуса выноса и равнины Каскадия пересекает с севера на юг русло суспензионного потока — канал Каскадия. Он служит продолжением подводного каньона континентального склона, вершиной своей врезающегося в край шельфа в проливе Нанаймо — против устья р. Фрейзер. В понижении дна между восточным окончанием зоны разлома Бланко и северным окончанием хр. Горда канал Каскадия поворачивает на запад и протягивается далеко в океан. Глубины над конусом выноса Астория от 2 000 м в основании уступа континентального склона и до 3 000 м у внешнего края конуса. Равнина Каскадия начинается у подножия уступа континентального склона на глубинах 2 000—2 400 м и спускается в западном направлении до глубин 3 000 м. Западным обрамлением этой аккумулятивной равнины служат подводный рифтовый хр. Хуан-де-Фука и рифт

Эксплорер, северная оконечность которого подходит к основанию континентального склона близ северной оконечности о-ва Ванкувер.

По профилю, пересекающему конус выноса Астория, в 18-м рейсе "Гломар Челленджера" были пробурены скважины 174, 175 и 176; скв. 174 на самом конусе выноса, скв. 175 — в нижней части континентального склона и скв. 176 — уже на шельфе. Скважина 174 прошла верхние 879 м осадочной толщи, дистальной части конуса выноса, полная мощность которой над акустическим фундаментом 911 м (рис. 5). Верхняя часть этой осадочной толщи (284 м) сложена горизонтально-слоистыми турбидитами верхнего плейстоцена, несогласно залегающими на параллельно-слоистой и падающей в сторону основания континентального склона нижней толщ мощностью до 627 м турбидитов и грубозернистых осадков нижнего плейстоцена и плиоцена, покрывающей поверхность фундамента. Скважина 175 вскрыла покров плейстоценовых осадков в прогибе поверхности фундамента нижней части континентального склона, сложенный турбидитами. Существует представление, что они накапливались на несколько больших глубинах, чем современные, и испытали поднятие на 200—700 м уже в позднеплейстоценовое время. Это представление согласуется с данными бурения скв. 176, которая вскрыла под поверхностью внешней части шельфа мелководные осадки плейстоцена, несогласно залегающие на батинальных осадках плиоцена, накапливавшихся на глубинах 800—900 м. Судя по этому подводная окраина континента испытала на рубеже плиоцена и плейстоцена поднятие на 600—700 м [39, Kulm, von Huene et al., 1973].

К северу от пролива Нанаймо подводная окраина континента протягивается в северо-западном направлении. Побережье фьордового типа сложно изрезано, а вдоль внешней части шельфа протягивается цепочка островов — Ванкувер, Королевы Шарлотты и архипелага Александра, отмечающих сводовую часть антиклинория Св. Ильи. Ширина шельфа поэтому меняется в широких пределах — от нескольких сотен метров у западных, обрубленных сбросовыми обрывами берегов о-вов Королевы Шарлотты до 130 км в проливах между островами. Поверхность шельфа в этих проливах прорезана глубокими подводными долинами с глубинами более 200 м, часто служащими продолжением фьордов. Внешний край шельфа лежит на глубинах 2500—2600 м в южной части, к северу от хр. Хуан-де-Фук на глубинах 2800—2900 м и снова на глубинах 2500 м в северном углу Аляскинского залива до того, как там начинается протягивающийся к западу Алеутский глубоководный желоб. У основания континентального склона лежит довольно широкое аккумулятивное континентальное подножие, спускающееся до глубин порядка 3600 м. Поверхность континентального склона прорезана многочисленными подводными каньонами. Вершины их врезаются в край шельфа, а от устьевых их частей по поверхности континентального подножия протягиваются русла суспензионных потоков — каналы Скотт, Морсби, Муклук, Хорайзи и Сорвейер.

В вершине Аляскинского залива подводная окраина континента резко, на 90°, меняет свое направление и протягивается к юго-востоку вдоль

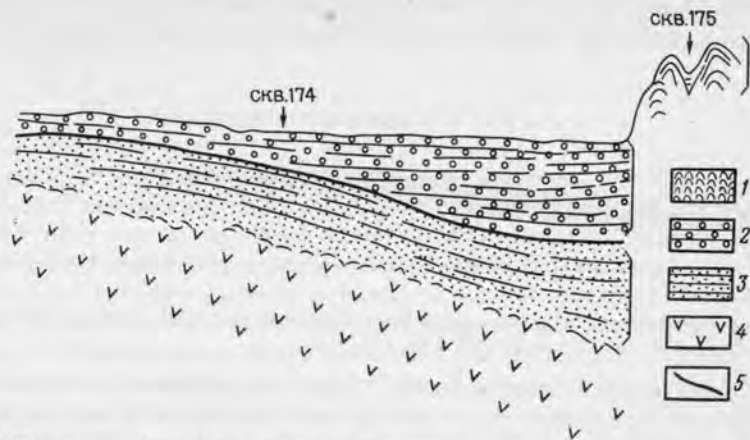


Рис. 5. Структурный профиль зоны контакта ложа океана с континентальным склоном Северной Америки в районе устья р. Колумбия. По Л. Кулму и др. (1973 г.)

1 — смятые в складки алевроиты абиссальной равнины; 2 — песчаные турбидиты конуса выноса Астория; 3 — алевроиты абиссальной равнины; 4 — акустический фундамент; 5 — граница раздела

берегов Аляскинского полуострова. Побережье и здесь имеет изрезанные фьордами очертания, так что ширина шельфа варьирует от 270 км в зал. Кука до 55–75 км близ западной оконечности полуострова. Вдоль внешнего края шельфа располагается ряд островов, отвечающих своду антиклинория Кодьяк–Кенай–Чугач. Глубины шельфа большей частью менее 200 м, но поверхность его прорезают подводные длины с глубинами более 200 м. Самая протяженная из них входит в пролив Шелихова. Континентальный склон крут и высок, падая от края шельфа к глубинам Алеутского желоба. Уже на траверзе Кенайского полуострова глубины в нем превышают 5 000 м. Находящаяся на океаническом склоне желоба подводная гора Кодьяк своим северным флангом образует в желобе седловину с глубинами менее 4500 м, но далее к западу глубины желоба постепенно возрастают и на траверзе оконечности Аляскинского полуострова они порядка 6500 м. Поверхность континентального склона имеет довольно сложный рельеф, но крупных подводных каньонов здесь нет. Дно желоба плоское, заполненное осадками мощностью до 500 м, а ширина его колеблется от первых километров до 55 км на траверзе о-ва Кодьяк. Осадки, заполняющие осевую часть желоба, представлены двумя толщами: верхняя из них — это горизонтально-слоистая, несогласно покрывающая наклоненную к основанию континентального склона нижнюю толщу параллельно-слоистых осадков, лежащих на неровной поверхности акустического фундамента, но в общем следующих наклону и его поверхности в сторону континентального склона. В плоскую поверхность дна желоба в его восточной части врезано русло суспензионного потока, ориентированное вдоль оси желоба.

Примечательной особенностью ложа океана за Алеутским желобом в Аляскинском заливе является существование там огромного аккумуля-

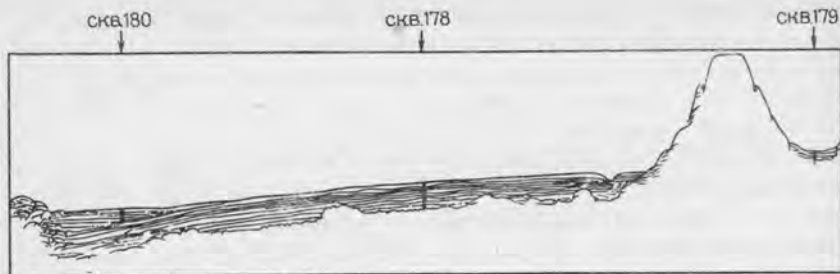


Рис. 6. Структурный профиль осевой зоны Алеутского желоба и прилегающей части ложа Тихого океана. По Л. Кулму и др. (1973 г.)

лятивного шлейфа—конуса выноса Зодиак, наклоненного от края желоба на юг. Поверхность этого конуса выноса прорезают многочисленные русла суспензионных потоков — каналы Таунус, Аквариус, Сагиттариус, Симеп и др. Конус спускается от глубин порядка 4600–4800 вблизи Алеутского желоба на юг до глубин порядка 5 000 м, так что ширина его достигает 450–550 км. Русла суспензионных потоков расходятся веером на юг из вершины, примерно совпадающей с подводной долиной пролива Шелихова на подводной окраине континента, но они, так же как и сам конус выноса, отрезаны от континентального склона Алеутским желобом.

По профилю, пересекающему восточную часть Алеутского желоба, были пробурены в 18-м рейсе "Гломар Челленджера" скв. 178 (на ложе океана) и 180 — на плоском дне желоба. Скважина 180 прошла лишь верхнюю горизонтально-слоистую толщу осадков, сложенную турбидитами верхнего плейстоцена. О природе нижней толщи можно судить по результатам бурения скв. 178: ее слагают в верхних слоях пелагические осадки с большой примесью грубообломочного материала ледового разноса и турбидиты, возраст которых ранний миоцен—плейстоцен, а в самом низу — мел, окаменелая глина и глинистый сланец нижнего миоцена, лежащие на оливиновом базальте акустического фундамента (рис. 6).

Следует отметить, что в строении осадочных толщ у подножия континентальных склонов в желобах и в конусах выноса континентального подножия вдоль континентальных окраин, рассмотренных выше, мы наблюдаем повторяющуюся с поразительным постоянством картину: молодые—плейстоценовые, плиоцен-плейстоценовые или миоцен-плейстоценовые недеформированные горизонтально-слоистые турбидиты лежат несогласно на моноклинально залегающих, наклоненных вместе с поверхностью акустического фундамента также недеформированных и параллельно-слоистых турбидитах или пелагических и гемипелагических осадках океанского ложа, примыкающего к основанию уступа континентального склона. Возраст базальтов акустического фундамента вдоль всей западной периферии океана близ основания континентального склона варьирует в очень узком диапазоне — миоцен—плиоцен; все это может быть объяснено, как результат недавних прогибаний вдоль основания континентального скло-

на, увеличения амплитуды рельефа в переходной между океаном и континентом зоне вследствие погружения ложа океана и поднятия окраины континента.

СРЕДИННООКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Одним из достижений океанской геологии является установление планетарной системы рифтовых срединноокеанических хребтов. Она протягивается через восточную и южную части Тихого океана и далее через Индийский и Атлантический в Северный Ледовитый. Это широкий пояс поднятий с характерным грядовым рельефом и узкой активной рифтовой зоной в осевой части. К этой осевой зоне приурочены проявления сейсмической, вулканической и гидротермальной активности, интенсивные линейные аномалии магнитного поля. Внедрение больших масс глубинного вещества в форме излияния базальтовых лав, интрузий габбро и протрузий серпентинизированных мантийных гипербазитов в сочетании с раздроблением коры сетью продольных и поперечных разломов приводит к формированию коры океанического типа. Роль осадочного чехла ничтожна, осадочный материал лишь переслаивает лавовые слои осевой части хребтов, образуя там слой со скоростями сейсмических волн 3,6 км/с. На склонах хребтов он выклинивается, замещаясь слоем со скоростями 5,2 км/с. Ниже лежат слои со скоростями 6,2 и 7,2 км/с. В кровле мантии скорости варьируют от 7,6 км/с в осевой зоне хребтов до 8,1 км/с на их флангах [40, Houtz, Ewing, 1976]. Формирование в рифтовых системах океанов особого типа земной коры позволяет видеть в них одну из важнейших тектонических категорий — георифтогенали [12].

Система рифтогенальных срединноокеанических хребтов Тихого океана начинается на севере группой хребтов Эксплорер, Хуан-де-Фука и Горда, протягивающихся из района о-ва Ванкувер до разлома Мендосино и разделяемых между собой разломами Сованко и Бланко. Хребет Эксплорер — сочетание невысоких горстовых гряд с вулканическими горами, с которыми связана серия линейных аномалий магнитного поля [40, Pitman Neys, 1967]. Ось хр. Хуан-де-Фука смещена по разлому Сованко к востоку на 180 км и ориентирована на юго-юго-запад. Протяженность его до 500 км при ширине около 25 км. В рельефе хребта преобладают горстовые гряды и в целом хребет представляет собой крупный горст, осложненный проявлениями вулканизма. В структуре хребта и связанных с ним линейных аномалий магнитного поля характерно кулисное смещение осей — так называемый оффсет Кобб [40, Delaney et al., Johnson et al., 1981; Johnson et al., 1983]. Профиль хребта симметричен. Гребни рифтовых гряд осевой зоны оконтурены изобатой 2600 м, рифтовое ущелье шириной 1–1,5 км имеет глубины на 80–100 м больше, чем гребни этих гряд [40, Delaney et al., 1981]. На дне ущелья наблюдаются современные излияния базальтовых лав [33, Davis, 1983; Ealy et al., 1983] и гидротермальная активность, продуктом которой являются массивные скопления полиметаллических сульфидных руд вдоль трещин

[34, Normark et al., 1983; 37, Koski et al., 1984]. Кулисное смещение структур хребта связывают с развитием внедряющегося рифта и изменением направления спрединга 40, Delaney et al., 1981; Wilson et al., 1984; Riddihough, 1984]. Ось хр. Горда смещена по разлому Бланко к востоку на 330 км. Гребни рифтовых гряд осевой зоны хребта имеют глубины менее 2500 м, а рифтовое ущелье 3500 м. Ширина дна ущелья 2–7 км, в середине его лежат холмы высотой до 250 м, образованные базальтовыми лавами и продуктами гидротермальной активности. Склоны долины сформированы сбросами. Южная оконечность хребта обрублена разломом Мендосино [33, McManus, 1967; 45, Malahoff et al., 1981].

Возможным продолжением рифтовой зоны к югу от хр. Горда некоторые исследователи считают зону разлома Сан-Андреас в Калифорнии, но единства в представлениях о связи этого разлома с рифтом нет [33, Hill, 1981]. Связь структур Калифорнии с развитием поднятия западной окраины континента Северной Америки над крупным мантийным диапиром, вызывающим образование рифтов, кажется весьма вероятной [3].

Рифтовая структура установлена для внедряющегося в континент Калифорнийского залива [33, Larson et al., 1972; Klitgord et al., 1974; 34, Elders, Riehler, 1975]. Рифтовая зона этого залива сейсмически активна, с ней связаны проявления вулканизма и гидротермальной активности, температура гидротерм до 280° [31, Lonsdale et al., 1980]. Дно залива подстилается корой океанического типа. Гребен залива осложнен ортогональной системой рифтовых трещин и поперечных им разломов. В устье залива лежит разлом Тамайо, ограниченный сбросами гребен шириной 1–5 км. В разломе развиты интрузии базальтов и серпентинитов, образующих приразломные гребни длиной до 80 км. Разлом Тамайо сейсмически очень активен [43, Macdonald et al., 1979].

Восточно-Тихоокеанский рифтовый хребет протягивается от устья Калифорнийского залива на юг до системы разломов Элтанин, отделяющей его от Южно-Тихоокеанского хребта. Протяженность его достигает 8300 км. Ширина хребта меняется от 499–900 км на севере до 2400 км на юге. Это пологое поднятие, на оси которого протягивается обрамленный невысокими сбросовыми уступами осевой блок–горст или грабен шириной около 15–20 км. В середине его тянется рифтовая трещина, надстраиваемая цепочками вулканов щитового типа высотой 300–400 м [30; 34, Rea, 1975; 40, Sleep, Sosendahl, 1979]. Хребет делится на три звена: северное, от Калифорнийского залива до экватора, где к нему примыкает с востока Галапагосская рифтовая система, среднее — от экватора до 30° ю. ш., где от него отходит к юго-востоку Чилийский рифтовый хребет, и южнее — до 56° ю. ш., где хребет обрублен системой разломов Элтанин.

Северное звено Восточно-Тихоокеанского хребта рассечено поперечными разломами Ривера, Орозко, О'Горман, Клиппертон, Сикейрос, имеющими очертания концентрических дуг с центром близ восточного конца разлома Ривера. Система линейных аномалий магнитного поля рас-

ходится веером к югу из этого же центра. Рельеф зон разломов представлен рядом желобов и приразломных гребней. Амплитуды колебания глубин наиболее велики в разломах О'Горман и Клиппертон. Там глубины в желобах более 4 000 м, а приразломные гребни поднимаются до глубин менее 3 000 м.

Осевой блок на протяжении хребта от разлома Тамайо до разлома Орозко является горстом, но к югу от разлома Орозко он опущен в грабене. Склонам хребта присущ холмисто-грядовой рельеф с высотой гряд 150–200 м. Основание склонов лежит на глубинах около 3800 м на западе и около 3300 м на востоке. По обеим сторонам хребта вдоль подножия его склонов протягиваются зоны краевых дислокаций. На западе эта цепочка горных гряд и желобов хр. Математиков и хр. Клиппертон с желобом Монтецума. С краевыми дислокациями связаны системы линейных магнитных аномалий большой амплитуды и более длиннопериодные, чем на хребте [40, Riedesel et al., 1982].

Под осевой зоной установлено существование квази-устойчивых магматических очагов на глубинах 1–2 км от поверхности дна, над которыми наблюдаются отрицательные аномалии магнитного поля [30]. В узкой трещиноватой полосе осевого блока шириной 200–500 м проявляется интенсивная гидротермальная активность. Особенно ярко проявляется она в районе 21° с. ш., где гидротермы с температурой более 350° образуют гейзерные трубы и холмы, сложенные массивными сульфидными рудами – пиритом, халькопиритом, сфалеритом и др. Характер сейсмической активности позволил определить толщину жесткого слоя коры, разбиваемого трещинами, не более 2–3 км. Ниже располагаются магматические очаги [40, Riedesel et al., 1982]. Гидротермальная активность отмечена также в районах 27° , 15° , 13° , 10° и 9° с. ш. [50].

Сложная, ортогональная система осевых, фланговых, поперечных и краевых структур северного звена Восточно-Тихоокеанского хребта и связанных с ней линейных магнитных аномалий получила объяснение в плане представлений о развитии внедряющихся рифтов и неоднократных смещений оси спрединга в условиях неустойчивой мантийной конвекции [40, Mammerickx, Klitgord, 1982; Mammerickx, 1984; Macdonald et al., 1984]. Альтернативным может быть объяснение этих особенностей рельефа и строения дна растрескиванием и расползанием коровых блоков над мантийным диапиром, по разному проявляющимися в разных частях свода и при переходах к относительно стабильным платформам океанского ложа.

В районе 2° с. ш. к Восточно-Тихоокеанскому хребту с востока примыкает хр. Колон, ориентированный в широтном направлении и разветвляющийся к востоку от 93° з. д. на хребты Кокос и Карнеги. Это широкие сводовые поднятия, оконтуриваемые изобатой 3 000 м. Осевая зона хр. Колон сейсмична, но хребты Кокос и Карнеги асейсмичны, тогда как лежащая между ними зона Галапагосского рифта является высокоактивной в сейсмическом, вулканическом и гидротермальном проявлениях. В районе 96° – 95° з. д., в структуре хр. Колон наблюдается развитие внедря-

ющегося рифта, направленное из Галапагосского центра спрединга [40, Hey et al., 1980; Searle Hey, 1983]. Он лежит в котловине между хребтами Кокос и Карнеги, оконтоуренной изобатой 2500 м. В рифтовом грабене шириной 3–3,5 км глубины до 2700 м. На дне грабена протягивается цепочка щитовых вулканов высотой всего 10–15 м, вершины которых пересекаются рифтовыми трещинами, и гидротермальные холмы высотой до 25 м, сложенные массивными сульфидами и металлоносными осадками [33, Honnorez et al., 1981; 40, Ballard et al., 1982; Schilling et al., 1982; Fornari et al., 1983]. Интенсивные положительные аномалии магнитного поля связываются с высокими содержаниями в базальтах титана и железа [40, Green et al., 1981].

Восточным звеном Галапагосской рифтовой системы является рифт Коста-Рика, смещенный к северу на 270 км по разлому Инка и Эквадор. С востока он ограничен Панамским разломом, ориентирован в широтном направлении, обладает характерным грядовым рельефом, но лишен четко выраженного осевого грабена или горста, хотя в структуре фундамента многочисленны сбросы [33, Lonsdale, Klitgord, 1978; CRRUST, 1982]. В Панамском разломе сочетаются ряд параллельных меридионально ориентированных горстовых хребтов и желобов-грабенов протяженностью до 200 км. Северными окончаниями они примыкают к континентальному склону Центральной Америки. Разлом сейсмически активен.

Тектоническое развитие Галапагосского рифта трактуется большинством авторов, как результат раздвижения плит — плиты Кокос к северу и плиты Наска к югу. Альтернативным может быть объяснение развития этой системы, как сводового поднятия над мантийным диапиром с обрушенной частью над центральной, особенно горячей частью диапира с обширным магматическим очагом.

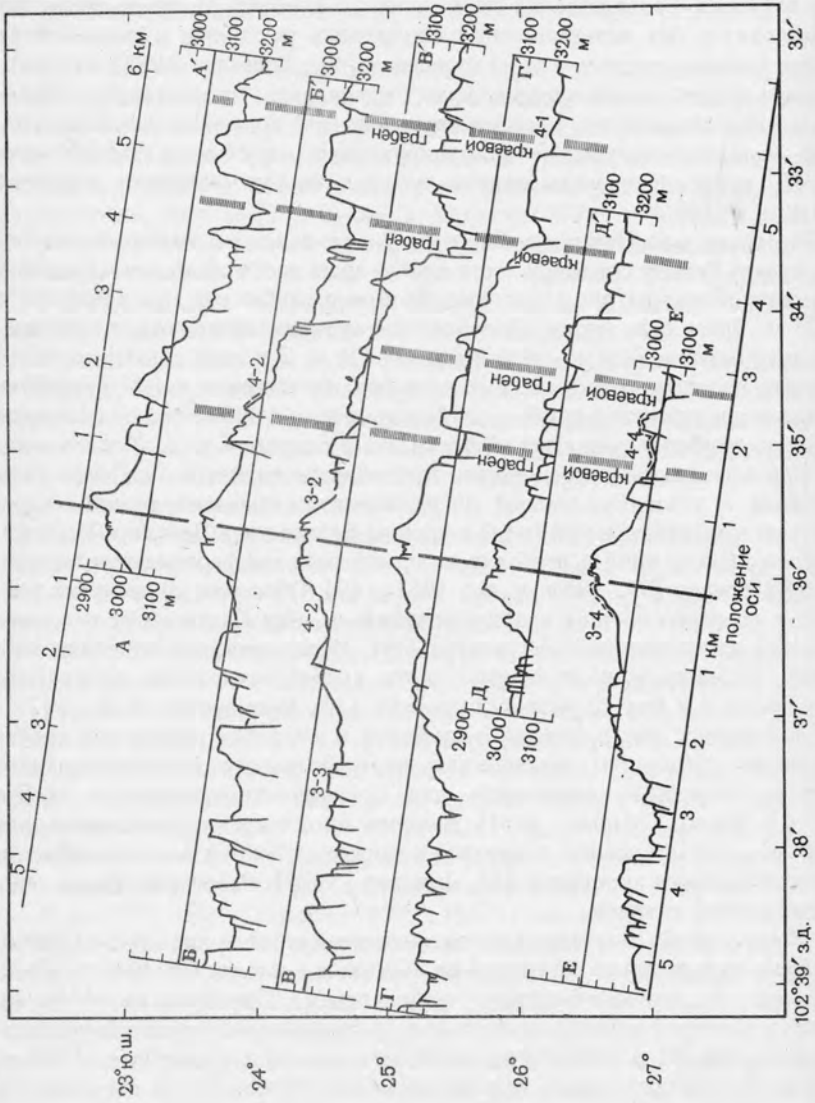
В среднем звене Восточно-Тихоокеанского хребта направление его оси меняется с юго-юго-востока на юго-юго-запад. Ширина хребта возрастает до 900 км на севере и до 110 км на юге. Осевая зона представляет собой неглубокий грабен, ограничиваемый сбросами высотой 200–300 м и заполненный лавовыми покровами. Вдоль него протягиваются трещины с расположенными по ним щитовыми вулканами и вулканическими гребнями шириной 2–5 км и высотой 100–400 м. Глубины над этими осевыми гребнями 2500–2900 м. Эти гряды часто располагаются кулисообразно. На вершинах вулканов наблюдаются трещины. Склоны вулканов сглажены. За пределами осевой зоны склоны хребта имеют сложный холмисто-грядовый рельеф — это горстовые гряды, несколько сглаживаемые лавовыми потоками. Контрастность рельефа, возможно, возрастает за счет серпентинизации по разломам, параллельным простираниям хребта [34, Rea, 1975; 40, Lonsdale, 1977, 1983; Francis, 1981; 43, Lonsdale, 1977]. Склоны хребта асимметричны: западный положе восточного. Подножия склонов отмечены зонами интенсивных дислокаций — крутыми сбросовыми уступами, горстовыми грядами и грабенами. Особенно ярко проявляются эти краевые дислокации вдоль уступа Бауэра у восточного фланга хребта, где колебания глубин достигают 1500 м [40, Anderson et al., 1978]. Хребет пересекают поперечные разломы Квебра-

да, Гофар, Ягуйна, Уилкс, Гарретт [33, Mammerickx et al., 1975]. Они ориентированы в восточно-северо-восточном направлении и представляют собой грабены шириной 50–60 км с приразломными гребнями. Глубины в желобах, как правило, более 3500 м, а над приразломными гребнями – менее 3000 м. Дно желобов в поперечных разломах не залито лавами. Землетрясения вдоль оси хребта редки, но к поперечным разломам приурочены рои эпицентров. Ось хребта смещается по разломам к западу. Это связывается с неравномерностью положения в пространстве магматических очагов над сводами мантийных диапиров, поставляющих базальтовую лаву для формирования вулканических гребней. Местами смещения происходят и без возникновения поперечных разломов: вулканические гребни располагаются при этом кулисами [40, Lonsdale, 1983]. Раздробленность осевой зоны продольными трещинами способствует гидротермальной активности, местами сдерживаемой покровом осадков, местами очень интенсивной, с фонтанирующими струями с температурой до 350° и накоплением массивных сульфидных руд (например, в районе 20° ю. ш.) [50].

В районе о-ва Пасхи ось Восточно-Тихоокеанского хребта смещается к востоку. Рельеф сводовой части хребта здесь очень сложен, поверхность дна раздроблена на ряд горстовых блоков с глубинами над ними менее 3000 м. Здесь есть также обособленные вулканические горы с вершинами, поднимающимися до глубин менее 1500 м. Эта часть хребта наиболее поднята над ложем океана, вместе с примыкающими к ней с востока и запада пространствами дна с глубинами менее 4000 м она оказывается одной из наиболее поднятых областей дна в открытой части Тихого океана. Примечательной особенностью этой области является о-в Пасхи с его кислыми и ультращелочными обсидианами, связываемыми либо с реликтами континентальной коры в составе фундамента Восточно-Тихоокеанского хребта, либо с необычным характером дифференциации мантийного материала [33, Oliver et al., 1955; 49]. Обломочный материал кислого и среднего состава в примыкающей к о-ву Пасхи области океана известен на обширном пространстве [49]. Идентификация линейных аномалий магнитного поля в этой части хребта затруднена, а в районе о-ва Пасхи и к югу от него невозможна [33, Mammerickx et al., 1975]. Не исключено, что в районе о-ва Пасхи в строении рифтового хребта участвуют фрагменты неполностью переработанного континентального массива, подобные описанным для Срединно-Атлантического хребта [45, 47, Bonatti Chermak, 1981]. В пользу такого предположения говорят данные о существовании в мезозое к западу от Южной Америки области сноса осадочного материала [33, Isaacson, 1975]. Район о-ва Пасхи сейсмически очень активен.

Южное звено Восточно-Тихоокеанского хребта к югу от о-ва Пасхи смещено относительно северного на 550 км к востоку. Ось хребта ориентирована в юго-юго-западном направлении. Примерно на 35° ю. ш. область сложного расчленения рельефа дна сменяется областью более сглаженного рельефа, а глубины над хребтом возрастают примерно на 1000 м. Грабен осевой зоны имеет ширину примерно 30 км, внутри него тянется

Рис. 7. Профили рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского хребта. По П. Лонсдейлу (1978 г.)



прямолинейная гряда щитовых вулканов (рис. 7). Глубины над ней менее 2500 м. Приосевая зона глубин менее 3000 м имеет ширину около 200 км. На флангах хребта холмисто-грядовый рельеф, высота гряд 100–200 м. В основании склонов и этого звена хребта развиты зоны краевых дислокаций со значительными колебаниями глубин. Ширина хребта в границах этих краевых дислокаций возрастает в южном направлении от 800 км к югу от о-ва Пасхи до 2600 км близ зоны разломов Элтанин. Резким контрастом к высокой сейсмической активности среднего звена Восточно-Тихоокеанского хребта в районе о-ва Пасхи служит почти полное отсутствие очагов землетрясений в южном звене на участке от 35° ю. ш. до 50° с. ш. Зона высокой сейсмической активности в районе 35° ю. ш. уходит с него к востоку вдоль рифтового Чилийского хребта.

Южное звено Восточно-Тихоокеанского хребта в меньшей степени раздроблено поперечными разломами. Наиболее значительные из них находятся на юге — это разлом Менарда, пересекающий хребет на всю его ширину, и несколько других, смещающих гребень хребта то к востоку, то к западу на 200–300 км.

Чилийский рифтовый хребет, сейсмически очень активный, отходит от Восточно-Тихоокеанского близ 35° ю. ш. в юго-восточном направлении. В отличие от хорошо выдержанных общих простираний Восточно-Тихоокеанского хребта для него характерна ортогональная система рифтовых структур и поперечных разломов, по которым ориентированные меридионально отрезки хребта ступенчато смещаются к востоку. Наибольшее смещение происходит по Чилийскому разлому — на 1400 км к востоку от оси Восточно-Тихоокеанского хребта. По разломам Вальдивия и Гуафо осевой гребень хребта с глубинами менее 3000 м последовательно смещается в сторону Южной Америки и в районе 40° ю. ш. примыкает к континентальному склону в форме широкого поднятия с глубинами менее 3500–3000 м, разделяющего Чилийский и Перуанско-Чилийский глубоководные желоба.

Южная оконечность Восточно-Тихоокеанского хребта обрублена одной из крупнейших зон разломов Тихого океана — системой разломов Элтанин, включающей разломы Хейзена и Тарп. Ось Южно-Тихоокеанского хребта смещена по этой системе разломов относительно оси Восточно-Тихоокеанского к западу на 1000 км. Зона разлома Элтанин продолжается за пределы Южно-Тихоокеанского хребта и на юго-востоке погружается под осадочную толщу абиссальной равнины Беллингаузена, а на северо-западе прослеживается на расстояние до 4400 км от оси Южно-Тихоокеанского хребта в форме хр. Луисвилл — цепочки вулканических гор, протягивающейся вплоть до желоба Тонга. По своей общей протяженности 7200 км это одна из самых протяженных зон разломов Земли. Глубины в грабнях разломов Хейзена и Тарп на пересечениях осевых зон Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского хребтов достигают 5980 и 5630 м. Приразломные гребни поднимаются до глубин 662 м на разломе Хейзена и до 1000 м на разломе Тарп. В разломе Хейзена в сбросовом уступе обнажаются амфиболитовые сланцы, а на гребне приразломного хребта обнаружены плотные известняки позд-

него мела (70 млн. лет) [9]. Возможно, что и в этой части хребта существует реликтовый блок не рифтогенного происхождения, подобный описанным для Срединно-Атлантического хребта [45; 47, Bonatti, Chermak, 1981].

От зоны разломов Элтанин Южно-Тихоокеанский хребет протягивается в юго-западном направлении примерно до 180° д., постепенно сужаясь от 2600 до 900 км. К западу от 180° д. простирание хребта меняется на западно-северо-западное. Поперечные разломы Скотта и Хьорта смещают осевую зону хребта почти на 800 км к северо-западу. Осевой гребень Южно-Тихоокеанского хребта оконтуривается изоботой 3000 м. Вдоль подножия склонов отмечаются зоны краевых дислокаций. Хребет пересечен рядом поперечных разломов со смещениями его оси и глубинами в желобах-грабенах этих разломов до 3500–4500 м. Область хребта в районе разломов Скотта и Хьорта обладает очень сложным рельефом. В целом эта область с глубинами менее 3000 м, сложно раздробленная множеством желобов и гряд. Весьма вероятно, что это связано с неполной рифтогенальной переработкой бывшего континентального моста между Австралией и Антарктидой, частью которого является Южно-Тасманова возвышенность. Дальнейшим продолжением Южно-Тихоокеанского хребта к западу служит Австрало-Антарктический рифтогенальный хребет Индийского океана.

В пределах системы рифтогенальных хребтов Тихого океана пробурено более сорока скважин Проекта глубоководного бурения. Они расположены главным образом в районе хребтов Хуан-де-Фука и Горда (скв. 32–36, 173–176), в Калифорнийском заливе (скв. 473–476, 482–485), на северном звене Восточно-Тихоокеанского хребта – вблизи разлома Сикейрос (скв. 419–423, 426–429), по широтному профилю в районе $1-2^\circ$ с. ш. (скв. 81–83, 503), а также в районе Галапагосского рифта (скв. 155–158, 424, 425, 504–510). Результаты бурения показали более или менее закономерное трансгрессивное залегание осадков на флангах хребтов с увеличением возраста базальных осадков с удалением от оси рифтов, выявили большую роль знакопеременных тектонических движений с суммарным погружением в кайнозое на 500–900 м, развитие мощной региональной магматической деятельности. Кайнозойский магматизм рифтогенальных хребтов не был по своему составу исключительно основным, в ряде мест на более ранних стадиях наряду с излияниями лав основного состава происходили извержения средних и кислых эффузивов [19]. Однозначная интерпретация этой особенности магматизма рифтогенальных хребтов невозможна, но наряду с представлениями о том, что это результат дифференциации магм основного состава, возможно и альтернативное представление о рифтогенальной переработке не подверженного значительным горизонтальным перемещениям континентального массива, переплавление которого отражается в составе изверженных пород.

За пределами рифтогенальных хребтов ложе Тихого океана может быть разделено на три зоны: восточную, центральную и западную. Восточная и центральная зоны лежат по обеим сторонам системы рифтогенальных хребтов, а западная обособляется от центральной цепочкой вулканических хребтов Императорских гор, Гавайского, Лайн. Ложе котловин первых двух зон характеризуется преобладанием холмистого рельефа и общим наклоном поверхности от срединных хребтов к периферии. Характерны протяженные зоны разломов с желобами-грабенами и приразломными хребтами. Число обособленных вулканических гор сравнительно невелико. В западной зоне, например, число обособленных вулканических гор огромно, а линейные зоны разломов играют меньшую роль. Поверхность дна наиболее погружена в центре котловин и несколько приподнята по их периферии. Для котловин характерно более или менее типичное строение земной коры океанического типа мощностью до 6—8 км [7, 16]. Поднятия, разделяющие котловины, обычно имеют утолщенную кору, а по своим динамическим характеристикам такая кора должна быть отнесена к переходному типу, промежуточному между океаническим и континентальным [40, Nur, Ben-Avraham, 1982].

Гватемальская котловина — самая северная в восточной зоне. Ее контуры имеют форму треугольника, ограниченного на западе Восточно-Тихоокеанским хребтом, на юге хр. Кокосовым, на северо-востоке Центрально-Американским желобом. Глубины ложа от 3300 до 4200 м. В северной части котловины рельеф ее ложа определен восточными продолжениями зон разломов Орозко, О'Горман, Сикейрос. Наиболее глубокий участок между разломами Сикейрос и Техуантепек — там глубина более 4000 м. Хребт Техуантепек — это группа горстовых гряд в зоне разлома, вероятнее всего являющейся продолжением разлома Клиппертон, хотя непрерывной связи между ними нет [31, Tsuchan, Larson, 1973]. К югу от восточного продолжения разлома Сикейрос ложе котловины представляет собой холмистую равнину. Мощность осадочного чехла, облекающего структуры фундамента, порядка 200—300 м на западе и 300—400 м на востоке, но на краевом валу Центрально-Американского желоба возрастает до 1000 м [38]. Последнее обстоятельство наводит на мысль о недавнем заложении этого желоба. Бурением скв. 83 в юго-восточном углу котловины установлено, что на базальтах акустического фундамента лежат осадки с возрастом от среднего миоцена, а бурением скв. 83 в юго-восточном углу котловины установлено, что на базальтах акустического фундамента лежат осадки с возрастом от среднего миоцена, а бурением скв. 503А вблизи нее вскрыт разрез осадков от позднего миоцена [20; 39, Hays et al., 1972; Gardner, Prell et al., 1982].

Панамская котловина лежит в развилке хребтов Кокос и Карнеги. К востоку от Панамского разлома находится ее стабильная часть, тогда как к западу от этого разлома в котловине развивается активный, внедряющийся в западном направлении Галапагосский рифт. Хребты Кокос и Карнеги асейсмичны и изостатически уравновешены, имеют фор-

му невысоких глыбовых поднятий с платообразными вершинами на глубинах 1900–1400 м, но отдельные вулканические пики поднимаются над уровнем океана — это острова Галапагос и Кокос. В структуре фундамента хребтов многочисленны ступенчатые сбросы, образующие ортогональную сетку на хр. Кокос и ориентированные вдоль склонов хр. Карнеги [33, van Andel et al., 1971]. Фундамент вершинных поверхностей выровнен абразией и покрыт чехлом осадков толщиной 300–500 м, прорываемым местами вулканическими пиками. На склонах хребтов чехол прорезан эрозионными каналами. Бурением скв. 158 на хр. Кокос и скв. 156 на хр. Карнеги вскрыты базальты, изливавшиеся в мелководных условиях, несогласно перекрытые мелководными осадками среднего миоцена [39, van Andel, Heath et al., 1973]. Дно восточной части Панамской котловины разбито разломами на систему грабенов и горстов. В грабене Ягуйна глубины до 5276 м, но за его пределами преобладают глубины 3200–3400 м. Вершинные поверхности горстовых хребтов Коиба и Мальпело выровнены абразией и глубины над ними соответственно порядка 1400–1000 и 2000–1200 м. Над платообразной вершинной поверхностью хр. Мальпело поднимается вулкан — о-в Мальпело, лавы которого имеют андезитовый состав [33, van Andel et al., 1971; 39, Lonsdale, Fornari, 1980]. На вершинной поверхности хр. Коиба при бурении скв. 155 обнаружены базальты щелочного состава [39, van Andel, Heath et al., 1973], необычного для рифтовых зон.

Горстовая структура, особенности состава лав, признаки недавних (послемиоценовых) погружений позволяют предполагать, что хребты Кокос, Карнеги, Коиба и Мальпело являются фрагментами бывшего континентального массива, раздробленного и подвергшегося океанизации в связи с развитием Галапагосского рифта.

Различия в режиме тектонического развития восточной и западной частей Панамской котловины отражаются в неравномерности распределения осадочного чехла: он исчезающе тонок в западной рифтогенной части и обладает толщиной от 400 до 700 м в восточной части [28, Ludwig, Houtz, 1979].

К югу от хребтов Колон и Карнеги лежит Перуанская котловина. От подножия хр. Карнеги поверхность дна полого спускается к 5° ю. ш. до глубин 4200–4300 м, характерных для большей части пространства этой котловины. Южной границей ее служат хребты Сала-и-Гомес и Наска. На востоке вдоль Перуанского желоба край ложа котловин определен изобатой 5000 м, а на западе — зоной краевых дислокаций фланга Восточно Тихоокеанского хребта. Ложу котловины свойствен высокохолмистый рельеф, определяемый структурой фундамента, облекаемого покровом осадков толщиной всего 70–110 м. В структуре фундамента большую роль играют разломы. По восточному краю котловины с ними связаны ориентированные в северо-восточном направлении хребты Грижалва, Альварado и Сармиенто. На значительные расстояния протягиваются зоны разломов Кирос и Мендана.

В центре Перуанской котловины лежит Галапагосское поднятие. Это обширная и невысокая возвышенность почти изометрических очертаний,

оконализируемая изобатой 4000 м и с преобладающими над ней глубинами порядка 3600 м. Возвышенность пересечена осевым грабеном с прилегающими к нему грядами, поднимающимися до глубин менее 3000 м. Сходство этих гряд с рифтовыми и системами линейных аномалий магнитного поля, ориентированных в северо-северо-западном направлении, послужило и основой для предположения о рифтогенной природе Галапагосского поднятия [33, Herron, 1972]. Развитие рифтовой системы этого поднятия закончилось до того, как началось развитие рифтогенали Восточно-Тихоокеанского хребта [33, Mammertckx et al., 1975]. Поперечные разломы Дана и Бауэр пересекают Галапагосское поднятие в западно-северо-западном направлении, а разлом Мендана отделяет его от лежащего южнее и сходного по своей морфологии также с рифтогенальной структурой поднятия Мендоза. Грабен разлома Мендана имеет ширину около 50 км. Маломощный осадочный чехол ложа Перуанской котловины оказывается разорванным в этом грабене.

Западную часть Перуанской котловины, несколько обособленную поднятиями Мендоза и Галапагосским, занимают котловины Бауэр и Юпангуи. В них преобладают глубины 4100—4200 м, но в желобах зоны краевых дислокаций вдоль фланга Восточно-Тихоокеанского хребта, вдоль уступа Бауэр, глубины достигают 5000 м. Горстовые гряды на дне котловины Бауэр и сопутствующие им линейные магнитные аномалии имеют северо-северо-западное простирание. Бурением скв. 319 в котловине Бауэр вскрыты базальты акустического фундамента, на которых лежат осадки от раннего миоцена. Скважины 320 и 321 пробурены на краевом валу Перуанского желоба. Судя по характеру микрофауны в базальных осадках скв. 320 и пузырчатости базальтов в скв. 321 восточная окраина ложа котловины испытала в олигоцене значительное погружение [39, Jeats, Hatt et al., 1976; 19].

Хребет Сала-и-Гомес сопряжен с зоной разлома Пасхи, не достигающей осевой части Восточно-Тихоокеанского хребта и лишь внедряющейся в его восточный фланг. Хребет представлен узкими горстовыми грядами и одиночными вулканическими горами. С ним сопряжены узкие желоба-грабены. Ширина зоны этого сложного рельефа до 150 км. Глубины над гребнями хребта менее 2000 м, а вершины отдельных гор поднимаются до глубин 330, 478, 444 и 424 м. В восточной части хребта находится целый рой вулканических гор с глубинами еще меньшими: 167, 262, 171 м и т. п., возможно, что к этому рою гор относятся острова Сан-Фелис и Сан-Амбросио. В западной части хребта лежит о-в Сала-и-Гомес. Все они — вулканические. В желобах вдоль подножий хр. Сала-и-Гомес глубины более 4000 м.

К востоку от хр. Сала-и-Гомес и под углом 45° к нему лежит горстовый хр. Наска. Его простирания совпадают с простираниями зон разломов и приразломных хребтов восточного края Гватемальской и Перуанской котловин, таких как упоминавшиеся Техуантепек, Грижалва, Альвардо, Сармиенто, и лежащих в Чилийской котловине хребтов Икуике и Моха. Форма хр. Наска достаточно монолитна, его цоколь оконалирен изобатой 4000 м. Выровненная вершинная поверхность в юго-западной

части лежит на глубинах менее 1 000, а в средней и северо-восточной погружается на глубины более 2400 м. Отдельные поднятия этой вершинной поверхности, возможно останцы выравнивания, поднимаются до глубин 328 м в юго-западной части и до глубин 2402 в северо-восточной части хребта. Общая протяженность хребта более 1100 км при ширине в основании до 180–200 км. С вершинной поверхности хребта драгированы образцы кораллов, возраст которых не древнее миоцена, и обломки гранитоидов [49]. Погружение вершинной поверхности в восточном направлении и амплитуда погружения ее восточной части наводят на мысль о связи с погружениями в грабене Перуанского желоба, углубленном относительно ложа Перуанской котловины на 2500 м. Обращает внимание положение хр. Наска на продолжении трансконтинентального разлома Южной Америки Писко-Джуруа [34, Szatmari 1983] и соответствие его части той континентальной суши, которая существовала в мезозое к западу от западной окраины Южной Америки и поставляла на нее обломочный материал [33, Isaacson, 1976].

К югу от хребтов Сала-и-Гомес и Наска лежит Чилийская котловина. В восточной ее части глубины ложа океана такие же, как в Перуанской котловине, а в западной поверхность дна поднята на 500–600 м и лежит на глубинах 3600–3700 м. Край этого плато образует невысокое поднятие Роггевен, и ограничиваемую им часть Чилийской котловины рассматривают как котловину Роггевен. Осадочный покров Чилийской котловины не толще 100 м и не маскирует структуру фундамента, раздробленную рядом разломов в восточной части, но относительно ровную в котловине Роггевен. Южный край этой котловины ограничен разломом Челленджера. К югу от него лежит ориентированный в северо-северо-западном направлении невысокий хр. Селкирк, сходный по морфологии с рифтогенным хребтом Мендоза. На юге он обрублен разломом Моха. С восточным продолжением разлома Челленджер сопряжена цепочка вулканических гор о-вов Хуан-Фернандес, протягивающаяся в широтном направлении на 450 км.

От Чилийского рифтогенального хребта на юг до Антарктиды и к западу до прохода в Индийский океан протягивается на расстояние 6500 км котловина Беллинсгаузена. Ее ложе оконтурено изобатой 4000 м, но в центральной части котловины глубины на большом пространстве более 5000 м. В отличие от Чилийской и Перуанской котловин дно котловины Беллинсгаузена обладает выровненным аккумулятивным рельефом. Вынос огромной массы осадочного материала с подводной окраины Антарктиды в сочетании с высокой продуктивностью антарктических вод обуславливают формирование аккумулятивных равнин. Мощный аккумулятивный шлейф Антарктиды простирается к северу на 700–800 км, переходя затем в абиссальные равнины Амундсена и Беллинсгаузена. Полоса этих равнин шириной 500–600 км протягивается вдоль склонов Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского хребтов, повторяя в очертаниях своего северного края изломы их контуров по поперечным разломам. Мощность осадочного тела в основании континентального склона Антарктиды достигает 2500 м и постепенно уменьшается к северу до 800–

500 м под абиссальными равнинами. Далее к северу мощности осадочного покрова резко сокращаются и не превышают 100 м в зоне холмисто-грядового рельефа на выступе фланга Восточно-Тихоокеанского хребта вдоль разлома Элтанн. Уже к северу от него и от разлома Менарда в понижении дна с глубинами более 5 000 м лежит абиссальная равнина Морнингтон, сформированная турбидитами, поступающими сюда с окраины Южной Америки по желобу Морнингтон. На абиссальной равнине Беллинсгаузена скв. 322 и 323 достигла базальтов акустического фундамента на глубинах 513 и 701 м. Осадочная толща сложена турбидитами от позднего мела в центральной части равнины (скв. 323) и от раннего миоцена в восточной части (скв. 322), ближайшей к проливу Дрейка. В структуре осадочной толщи примечательны слои, связанные с возникновением и активностью циркулантарктического течения и его придонного противотечения [39, Hollister, Gredock et al., 1976; 42, Tucholke, 1977].

Центральная зона ложа Тихого океана начинается на севере крупнейшей его котловиной — Северо-Восточной. На севере она ограничена Алеутской островной дугой и одноименным желобом, на востоке окраиной Северной Америки и флангом Восточно-Тихоокеанского хребта, на западе хребтами Императорских гор, Гавайским и Лайн, на юге — грядками гор Туамоту, Общества и Тубуаи. Протяженность котловины с севера на юг 9 000 км, с востока на запад 4500 км. Ложе котловины полого наклонено к западу и глубины возрастают от 4 000 м на востоке до 6 000 м на западе. На большей части пространства преобладают глубины в диапазоне 4500–5500 м. Глубины более 7 000 м связаны с узкими желобами-грабенами в разломах Чинук и Императорском в северо-западном углу котловины. Рельеф ложа преимущественно холмисто-грядовый, характерный для флангов рифтогенальных систем, с почти меридианальными простираниями гряд и линейных аномалий магнитного поля [40, Mammerickx, Klitgord, 1982]. Они прослеживаются на пространстве от разлома Мендосино до разлома Клариион, где в океане нет рифтового хребта, и ось рифта можно предполагать уже на континенте. Под западной окраиной Северной Америки вероятно поднятие мантийного диапира, вызвавшего развитие рифтогенальной структуры по своей западной периферии в океане. Протягивающиеся в широтном направлении разломы Чинук, Сорвейер, Мендосино, Пионер, Меррей, Молокаи, Клариион, Клиппертон, Галапагосский, Маркизский, Тубуаи (южный) составляют систему разрывов продольного растяжения вдоль оси мантийного диапира и корового свода над ним. Ортогональную систему структур рифтовых гряд и поперечных разломов дополняют разломы северо-западных простираний: Императорский, Гавайский и Лайн с расположенными по ним вулканическими горами, и выраженные в уступах и желобах фундамента в районе между разломами Клариион и Клиппертон [23; 33, Menard, 1955; 39, Schlander, Jackson et al., 1976; 45]. В северо-восточном углу, в Аляскинском заливе, линейные цепочки вулканических гор Кодьяк-Боу, Паттон и Паркер-Эйкельберг также связаны с разломами, Кенай и Кодьяк—Шумагин [33, Fisher et al., 1981; Stevenson et al., 1981]. К западу от Калифорнии подводные горы и острова Ревилья-

Хихедо и Клишпертон располагаются на пересечениях поперечных и продольных разломов фланга Калифорнийского бордерленда. С разломами на западной окраине котловины связаны также горы Музыкантов к северу от Гавайского хребта и горы Маркизских островов в южном углу котловины.

Глыбовым поднятием представляется возвышенность Хесса во входящем углу котловины близ стыка Императорских гор и Гавайского хребта. Выровненная абразией вершинная поверхность этой возвышенности лежит сейчас на глубинах 3500–3000 м. Южный край ее обрублен разломом Мендосино. Базальные осадки сеномана – альба в пробуренных на возвышенности Хесса скв. 464–466 содержат автохтонный сапропелевый материал и накапливались в обстановке прибрежного мелководья. Пузырчатые лавы акустического фундамента имеют трахитовый состав и изливались в субаэральных условиях. В раннем мелу возвышенность Хесса была архипелагом крупных и мелких островов [40, Val-lier, Tiede et al., 1981]. Судя по несогласному залеганию эоценовых илов на базальных осадках мела в скв. 310 [40, Larson et al., 1975], погружения могли произойти лишь в конце палеогена [19]. Вероятность опускания этой возвышенности вместе с обширными участками ложа котловины или даже с отставанием от их погружения не исключается. Нахождение здесь сапропелевых осадков служит свидетельством обширного мелководья и близости суши [19, 22]. Возможное альтернативное объяснение формирования возвышенности, как "океанской земли", видится в подтоке глубинных масс [21]. Мощность земной коры под возвышенностью Хесса 16–19 км, а в составе ее участвуют слои со скоростями сейсмических волн 3,9 км/с (3 км), 5,2 км/с (5 км), что отвечает представлениям о коре переходного типа [7].

Толщина осадочного покрова на ложе Северо-Восточной котловины меняется в очень широких пределах. Наиболее велика она в северной части, в аккумулятивном шлейфе континента, переходящем в Аляскинскую абиссальную равнину и на расстоянии 800 км уменьшающемся в мощности от 2000 до 400–200 м. Несколько западнее, к югу от о-ва Кодьяк и о-вов Шумагина, лежит конус выноса Зодиак, мощность которого на краю Алеутского желоба до 600 м, а на южном конце около 150 м. На его поверхности прослеживается система русел суспензионных потоков, служивших в прошлом продолжениями каньона Шелихова, спускающегося по континентальному склону, но отделенных от него после образования Алеутского желоба [33, Stivenson et al., 1983]. Выступ еще одного конуса выноса с мощностями осадочного тела 600–200 м лежит в западном углу котловины, близ возвышенности Обручева и также отделен от континентального склона Алеутским желобом.

Однако самое крупное по размерам аккумулятивное тело лежит в удаленной от континента центральной части котловины. Оно вытянуто в широтном направлении и ось небольших (до 500–600 м) мощностей лежит примерно на 2–3° с. ш., а по периферии они убывают до 200–100 м. Формирование его обусловлено экваториальной зоной высокой продуктивности. Поверхность дна здесь хорошо выровнена. Тесная связь этого

аккумулятивного тела с современной экваториальной зоной сохраняется во времени, несмотря на небольшие смещения в нижних слоях осадочной толщи к северу. Скважины 70–80, пробуренные по меридианальным профилям, показывают положение оси наибольших мощностей свит Лайн (средний эоцен–верхний эоцен) и Маркизской (нижний миоцен–нижний олигоцен) примерно на 220 км к северу от оси наибольших мощностей свиты Клиппертон (средний миоцен–современность) [39, Tracey et al., 1971; van Andel, Heath et al., 1973]. Многими авторами поддерживается представление, что такое смещение обусловлено движением Тихоокеанской плиты к северу. Однако масштабы наблюдаемого смещения оси наибольших мощностей значительно меньше требуемых канонами тектоники плит и альтернативно могут быть объяснены смещениями климатических зон в связи с миграциями полюсов.

На всем остальном пространстве ложа котловины мощности осадочного чехла не превышают 100 м и в рельефе дна отражены холмистогрядовый рельеф рифтогенального типа и холмистый вулканический рельеф трапшовых полей [41]. Примечательной особенностью фундамента юго-западной части котловины являются обнажения на невысоких сбросовых уступах плагиогранитов и кристаллических сланцев. Базальты акустического фундамента здесь имеют щелочной состав и подобны лавам Восточно-Африканских хребтов [39, Schlanger, Jackson et al., 1976]. Не служит ли это признаком образования этой части океанической впадины на месте "межконтинентальных морей" на коре того типа, который мог существовать в эпоху, предшествующую разделению на континентальный и океанический типы?

В западном обрамлении Северо-Восточной котловины Императорские горы протягиваются строго по прямой линии на 925 км. Это вулканы, плоские вершины которых (древние коралловые рифы) лежат практически на одном уровне – на глубинах 1400–900 м. Вдоль всей гряды тянутся рвы прогибания с глубинами до 6222–5490 м. В отдельности горы имеют вытянутые очертания, ориентированные преимущественно в северо-восточном направлении и образуют кулисы вдоль основного линеймента [7]. Видимо, это отражает связь эруптивной деятельности с эшелонированными трещинами на основном прямолинейном глубинном разломе. Бурением скв. 308, 309, 430–433 в этих горах установлено закономерное уменьшение возраста вулканов в южном направлении, интерпретируемое в рамках тектонических представлений, как проплавление плиты с образованием вулканов при прохождении над горячей точкой мантии [8; 31, Green et al., 1978; 39, 1979; Jackson, Koizumi et al., 1979].

Продолжающие цепь Императорских гор к юго-востоку горы Гавайского хребта расположены вдоль свода Гавайского вала. Протяженность вала и хребта 2600 км. Ширина вала 1100–1300 км. Вдоль северо-восточного фланга хребта в пределах вала протягивается широкий Гавайский прогиб с глубинами до 6000 м. Горы южной части хребта поднимаются над водой в виде Гавайских островов: Гавайи, Мауи, Ланаи, Молокаи, Оаху, Кауаи, Ниихау. Горы северной части погружены и надстроены коралловыми рифами. Вулканы Гавайских островов щитового типа,

характерного практически для всех вулканических гор ложа Тихого океана. Кора океанического типа утолщена под Гавайским валом до 14 км. Магматические очаги под вулканами Гавайских островов лежат на глубине около 60 км. Активность вулканов затухала в северо-западном направлении и в этом же направлении прогрессировало погружение гор.

Увеличение возраста вулканов Гавайского хребта в северо-западном направлении стимулировало гипотезу о формировании их при прохождении Тихоокеанской плиты над горячей точкой мантии [27, Morgan, 1972; 33, Jackson et al., 1972]. Однако такое последовательное затухание вулканической деятельности вдоль разломов, питающих вулканы Императорских гор и Гавайского хребта, можно объяснить смещением во времени и пространстве участка наибольшей проницаемости по мере погружения коры и углубления океанической впадины в северо-западной части океана.

К югу от Гавайского хребта и со смещением от него к юго-западу лежит горная цепь островов Лайн, протягивающаяся от атолла Джонстон на севере до коралловых островов Восток и Флинт на юге почти на 4300 км. Эта горная система местами имеет форму сомнутых вулканических массивов, местами состоит из обособленных вулканических гор. Вершины части гор — древние коралловые рифы, прогрузившиеся на глубины 500—1500 м, а у других — коралловые острова-атоллы Джонстон, Пальмира, Вашингтон, Рождества, Молден, Каролайн, Восток, Флинт. Пробуренные вдоль хребта Лайн скв. 165 [39, Winterer, Ewing, et al., 1973] и 314—316 [39, Schlager, Hart et al., 1976] вскрыли пузырчатые базальты щелочного состава, испытавшие погружение с амплитудой до 4600—5100 м [19]. Позднемеловой возраст этих базальтов вдоль всего протяжения хребта свидетельствует о синхронности вулканизма и не позволяет применять к нему гипотезу образования рядов вулканов вследствие прохождения плиты над горячей точкой мантии. Одновременно это ставит под сомнение правомочность применения такой гипотезы и к расположенному в этой же части океана Гавайскому хребту.

К юго-востоку от хр. Лайн расположены ориентированные в юго-восточном направлении и примерно параллельные валы океанического ложа с грядами островов Туамоту, Общества и Тубуаи. Эта группа валов и расположенных на них гор имеет ширину до 1700 км и протягивается на расстояние до 2800 км от атолла Рангира на северо-западе до острова Питкэрн на юго-востоке, достигая западного фланга Восточно-Тихоокеанского хребта. Все горы — вулканические, но большей частью испытавшие погружения и надстроенные атоллами. Лишь немногие поднимаются над водой в виде вулканических островов — Таити, Питкэрн, Раротонга и другие, более мелкие [23].

В Северо-Восточной котловине пробурено много скважин. На основании полученных данных установлено закономерное омоложение мелководных осадков в низах разреза в направлении с запада на восток. Зоны распространения относительно мелководных осадков располагаются по убыванию возрастов и объединяют следующие группы скважин: осадки раннего мела — на западной окраине котловины, в скв. 164, 310 и 314,

позднего мела — к востоку от нее, в скв. 41, 67, 69, 163 и 316, палеоцена — еще далее к востоку, в скв. 39, 40, 70—72, 183, эоцена — в скв. 31—33, 42, 73, 74, 77, 160, 162, олигоцена — в скв. 75, 78, 159, 173 и миоцена — уже на западном фланге системы рифтогенальных поднятий Северной Америки и Восточно-Тихоокеанского хребта. В сущности это типичное трансгрессивное залегание осадочных слоев, отражающее расширение глубоководной области океана с запада на восток [23]. Широко распространенное в литературе объяснение такого залегания слоев осадочного чехла расширением дна океана за счет раздвижения плит и смещения Тихоокеанской плиты к западу [16; 39, Larson, Moberly *et al.*, 1975] отнюдь не является однозначным и базируется на гипотетических представлениях о тектонической однородности дна океана и хронологическом значении всех линейных аномалий магнитного поля.

К югу от островных гряд Туамоту, Общества и Тубуаи лежит Юго-Западная котловина. Она ограничена на востоке флангами Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского хребтов, а на западе желобами и островной дугой Тонга—Кермадек с их Новозеландским плато и хр. Маккуори. Поверхность ложа этой котловины представляет собой холмистую равнину, полого наклоненную с востока на запад. Восточная окраина ее лежит на глубинах порядка 4 000 м, а западная — на глубинах до 5 400—5 700 м. Западное продолжение зоны разломов Элтанин с сопряженным с ней хр. Луисвилл протягивается через всю котловину вплоть до желоба Тонга. В северо-западной части котловины на ее ложе располагаются довольно многочисленные подводные горы. Осадочный чехол в северной половине котловины имеет толщину не более 100 м, но в южной он обладает большой мощностью в аккумулятивном шлейфе Новозеландского плато, выдвинутом на север вдоль желоба Кермадек и южной половины желоба Тонга, а на юг — вдоль хр. Маккуори. Толщина осадочного тела вблизи склона Новозеландского плато до 600—1 000 м, на периферии — до 200—300 м. Скважина 204 в северной части этого аккумулятивного тела, на краю ложа у желоба Тонга, вскрыла мелководные, косослоистые аркозовые песчаники и конгломераты позднего олигоцена — раннего миоцена, содержащие обломки раковин иноцерамов [39, Bruns, Andrews *et al.*, 1973]. Так же как и существование к востоку от желоба Тонга мощного аккумулятивного шлейфа, это может служить признаком погружений ложа котловины и недавнего, в миоцене, заложения желобов Тонга и Кермадек. Выдвинутое в океан за пределы кольца островных дуг и желобов континентальное Новозеландское плато может быть является фрагментом более крупного континентального массива, испытавшего раздробление и погружение до глубин океанского ложа. Одновременно это пример того, как в результате миграции границы океан — континент фрагменты континента могут оказаться с океанской стороны островных дуг.

Западная зона океана начинается на севере Северо-Западной котловиной, ограниченной на западе Курило-Камчатской, Японской и Идзу-Бонинской дугами с их глубоководными желобами. На юге ее обрамление образовано системой Срединно-Тихоокеанских гор. Ложе котло-

вины — холмистая, равнина, полого наклоненная с северо-запада на юго-восток. Глубины при этом возрастают от 5600–5800 до 6000–6100 м. Мощность осадочного чехла в северной части котловины большей частью не менее 200–300 м, наибольшая — до 1600 м на возвышенности Обручева в аккумулятивном шлейфе, сформированном до заложения Алеутского и Курило-Камчатского желобов, до 1000 м в шапке карбонатных толщ на возвышенности Шатского и до 500–600 м на краевых валах вдоль южной части Курило-Камчатского и вдоль Японского желобов [20; 28, Ludwig, Houtz, 1979]. В южной части котловины толщина чехла не превышает 100 м.

В северной половине котловины прослеживаются продолжения поперечных разломов Курило-Камчатской дуги [7]. С одним из них связан протягивающийся на 1000 км эрозионный желоб, врезанный в толщу постмиоценовых осадков [42, Mammerrickx, 1980]. Он создан либо придонными течениями, скатывающимися со склона Курильской гряды до заложения Курило-Камчатского желоба. С востока в котловину протягиваются широтные разломы Северо-Восточной котловины Чинук, Сорвейер и Мендосино.

В центральной части котловины расположены возвышенность Шатского. Глубины над ее платообразной поверхностью от 3500 до 2500 м. Подошва Оконтурена изобатой 5000 м. Мощность земной коры до 20–25 км. Мощность слоев со скоростями 4,5 и 5,5 км/с соответственно 1,7 и 4 км [4, 25]. Эти особенности характеризуют кору возвышенности Шатского как кору переходного типа. Скважины 47–50 и 305, 306 вскрыли на возвышенности Шатского в низах осадочной толщи мелководные отложения поздней юры — раннего мела, лежащие на абрадированной поверхности щелочных базальтов акустического фундамента. Они в свою очередь также абрадированы и перекрыты со стратиграфическим несогласием осадками четвертичного времени. Судя по соотношению с разрезами окружающих возвышенность скважин 51, 196, 307 и др., она существовала как поднятие над дном неглубокого моря уже в раннемеловое время. В ходе последующего углубления его возвышенность продолжала оставаться крупным островом или мелководьем вплоть до миоцена [18, 20; 27, Pimm, 1972; 39, Heezen et al., 1971; Larson et al., 1975].

Возвышенность Обручева в северном углу котловины меньше по размерам. Глубины над ее выровненной вершинной поверхностью 3200–2800 м, подножие оконтурено изобатой 4500 м. Скважина 192 вскрыла абрадированную поверхность щелочных базальтов акустического фундамента, на которой лежат мелководные осадки позднего мела и палеогена, перекрываемые со стратиграфическим несогласием терригенными осадками континентального конуса выноса миоценового времени [8; 39 Greager, Scholl et al., 1973]. Смена терригенного типа осадков биогенным в четвертичное время отражает, видимо, заложение грабенів Алеутского и Курило-Камчатского желобов.

Бурение на ложе Северо-Западной котловины показало, что излияния покровных базальтов и образование прогрессивно углубляющейся базальтов и образование прогрессивно углубляющейся морской, а затем

океанической впадины начались в ее южной части еще в поздней юре — раннем мелу (скв. 194, 196, 198), а в северной с некоторым запозданием — в послемеловое и послезоценовое время (скв. 303, 304, 307, 197) [19].

Тропическая область западной зоны Тихого океана обладает своеобразным, характерным для этого океана, рельефом. Ложе океана поднимается пологими валами и погружается в сравнительно небольших по площади котловинах — Восточно-Марианской, Западно- и Восточно-Каролинской, Меланезийской, Центральной. На поверхности валов и на дне котловин вдоль линейных разломов и рассеянно располагается множество вулканических островами, других — надстраивающими вулканический цоколь коралловыми островами — атоллами, вершины некоторых никогда не достигали уровня океана, а плоские вершины других погружения вулканического цоколя. Такие плосковершинные горы (гий) особенно характерны для Тихого океана в западной части его тропической области. Большая часть гор образует крупные группы: Срединно-Тихоокеанские (Маркус-Неккер), Магеллановы, Каролинские, Маршалловы, Гилберта, Эллис, Феникс, Токелау, Самоа.

Восточно-Марианская котловина лежит к югу от Срединно-Тихоокеанских гор, между Марианским желобом на западе и Маршалловыми горами на востоке. С юга ее ограничивает Каролинский вал. Группа Магеллановых гор пересекает центральную часть котловины в меридиональном направлении. Ложе котловины местами холмистое, местами выровненное осадконакоплением с активной ролью суспензионных потоков, прогнута в центральной части, так что глубины по краям ее не более 5500 м, а в середине до 6000—6100 м. Мощность осадочного чехла неравномерна: до 1000 м в понижениях фундамента в восточной половине котловины лежит на 700 м выше, чем в западной половине [7]. С разделяющим ее разломом, по-видимому, связана цепочка Магеллановых гор.

Западно-Каролинская котловина к югу от широтно вытянутого Каролинского вала ограничена на западе островной дугой Яп, на юге Новой Гвинеей, на востоке валом Заурипик. Холмистое ложе котловины лежит на глубинах 4000—4500 м, но в узких желобах-грабенах, один из которых пересекает котловину по диагонали, а другой вдоль подножия Каролинского вала, глубины превышают 5000 м. Мощность осадочного чехла на дне котловины от 200 до 400 м [28, Ludwig, Houtz, 1979].

Вал Заурипик — широкое сводовое поднятие, под ровной вершинной поверхностью которого лежит шапка карбонатных осадков мощностью до 700 м. Глубины над валом 2500—2600 м.

Восточно-Каролинская котловина обладает сложным рельефом ложа: ее пересекают меридианальная зона разлома Муссау с одноименным приразломным хребтом, гребень которого поднят до глубин менее 1600 м. Желоб Муссау к западу от хребта имеет глубину 6672 м, а желоб Лира с востока — более 5000 м. Разлом Киллсгард пересекает котловину в северо-восточном направлении. Холмистое ложе вне этих разломов лежит на глубинах 4500—4600 м.

Соломонов вал (Капингамаранги, Онтон-Джава) разделяет Восточно-Каролинскую и Меланезийскую котловины. Это огромное плато шириной до 600 км, поверхность которого лежит на юге на глубинах менее 1500 м, а в северной части полого спускается до 2000 м. Вал обладает необычно мощной для океанических поднятий корой — толщина ее более 40 км. Мощность слоя со скоростями 6,1 км/с достигает в ней 8 км [40, Nur, Ben-Avraham, 1982]. Шапка карбонатных осадков мощностью более 1600 м подстилает вершинную поверхность вала. По этим характеристикам кора Соломонова вала близка к континентальной. Между валом и островной дугой Соломоновых островов понижение дна имеет глубины не более 3000—4000 м, и глубоководные желоба Манус с запада и Витязь с востока выклиниваются на его склонах. Возможно, вал является таким же выступом в сторону океана бывшего континентального массива, как Новозеландское плато.

Меланезийская котловина к востоку от Соломонова вала имеет восточным ограничением цепочку гор Маршалловых, Гилберта и Эллис. Хорошо выравненная поверхность ее ложа наклонена к северу и глубины возрастают в этом направлении от 4500 до 5200 м. Наиболее глубокую северную часть этой котловины называют часто котловиной Науру, по названию о-ва Науру, находящегося между нею и южной половиной котловины. Мощности осадочного покрова на дне котловины порядка 200—300 м, но в нескольких понижениях фундамента достигают 600—900 м.

Центральная котловина значительно больше по размерам. Она протягивается от Срединно-Тихоокеанских гор на юг до хр. Робби и плато Манихики, служащих ее южным обрамлением, на расстояние 2900 км. Ширина ее между Маршалловыми горами на западе и хр. Лайн на востоке 2100 км. Поверхность ее ложа — сильно всхолмленная равнина с большим числом поднимающихся над ней обособленных гор, как, например, гора Страхова, или составляющих линейные группы, как Токелау. Глубины ложа в среднем около 5500 м. В северной части котловины примечательна невысокая, но довольно широкая возвышенность Магеллана. Глубина ее вершины 3166 м, а подножие оконтурено изобатой 5250 м. Рельеф ложа осложнен рядом желобов-грабен. Желоб Магеллана ориентирован в северо-западном направлении, а желоба Нова-Кантон и Нова в восточно-северо-восточном направлении. Эти два желоба лежат на западном продолжении разлома Клиппертон и с ними связаны необычно большие глубины ложа: 6860 м в желобе Нова-Кантон и 8032 м в желобе Нова. Последняя является самой большой глубиной в пределах ложа Тихого океана.

Осадочный чехол на дне котловины имеет толщину от 400 м в понижениях и менее 100 м на выступах фундамента. Однако возвышенность Магеллана покрыта шапкой карбонатных осадков толщиной до 1200 м, очень похожей на такую шапку возвышенности Шатского.

В южном обрамлении котловины хр. Робби, подобно Соломонову валу, является выступом структур переходной зоны, не отделенным от нее ни желобом Витязя с запада, ни желобом Тонга с востока. Глубины

над гребнем этого хребта менее 3 000 м, а одна из вулканических гор поднимается своей вершиной — островом Уоллис над уровнем океана. Вулканические острова Самоа лежат уже за желобом Тонга. Обширное плато Манихики оконтуривается в подножие изобатой 5 000 м и разделено на два блока северо-восточного простирания разломом. Вершинная поверхность южного блока лежит на глубинах от 3 000 до 2 500 м. Над южным его краем возвышается атолл Суворова, над северным — атолл Манихики. Вершинная поверхность северного блока погружена на глубины порядка 3 800 м. На южном краю ее находятся атоллы Нассау и Дейнджер. Плато покрыто мощной шапкой карбонатных осадков толщиной до 900 м.

К юго-востоку от плато Манихики лежат две небольшие котловины — Самоа и Пенрин — с глубинами более 5 500 м.

Бурение в котловинах и на поднятиях тропической области западной зоны Тихого океана показало, что базальтовые покровы акустического фундамента были сформированы здесь в основном в два этапа. На первом этапе в поздней юре — раннем мелу они образовались в северной части Центральной котловины (в титоненеокоме, скв. 196). На втором этапе в авте — альбе излияния базальтов охватили практически всю эту область океана. Они произошли в Восточно-Марианской котловине (скв. 59, 60), Восточно-Каролинской (скв. 63), Меланезийской (скв. 288, 462), Центральной котловинах (скв. 59, 60, 63, 65, 66, 288, 168—170, 462) и на разделяющих их валах и поднятиях Заурипик (скв. 62), Соломоновом (скв. 64, 289), Манихики (скв. 317). Скважина 462 проникла в толщу базальтов Меланезийской котловины на 469 м. Полученные результаты замечательны тем, что позволили охарактеризовать комплекс магматиков океанического ложа, как океаническую трапповую формацию, наиболее близким континентальным аналогом которой являются траппы Карру [39, Larson, Schlanger et al., 1981]. Этот вывод, по-видимому, можно распространять на все базальтовые покровы по крайней мере западной зоны океана, если не на все ложе океана, что кажется также возможным. Базальты описываемой области формировались в мелководных условиях. Последующее прогрессивное погружение происходило дифференцированно, местами раньше, местами позже. Самое раннее углубление морского бассейна захватило северную часть Центральной котловины с возвышенностью Магеллана (турон), распространилось к началу позднего мела на южную ее часть с плато Манихики, на Соломонов вал, а в олигоцене уже охватило Восточно-Марианскую, Восточно-Каролинскую и Меланезийскую котловины. Историю развития этой области океана многие исследователи восстанавливают на основе хронологической идентификации линейных аномалий, которым приписывается мезозойский возраст. Система этих аномалий в действительности мозаична и использование ее требует чрезвычайно сложного дробления плит и многочисленных перемен полюсов их вращения [15; 33, Larson, Chase, 1972; Larson, Pitman, 1972].

Для понимания истории формирования рельефа тропической области западной зоны Тихого океана много дает изучение вертикальных движений, фиксируемых погружениями и поднятиями вулканических цоко-

лей коралловых островов и плосковершинных гор. У продолжающих свою активную жизнь коралловых рифов и атоллов положение вулканического цоколя при известной его высоте позволяет определить глубину океана в момент начала роста рифа и на последующих этапах погружения цоколя, если предполагать, что этот цоколь испытывает движение вместе с некоторым блоком океанского ложа. У рифов отмерших и погружившихся или поднявшихся вместе с вулканическим цоколем возраст кораллов и высота плоской вершины отмершего рифа позволяют судить о глубине океана в момент отмирания рифа, а его современная глубина — об амплитуде последовавших погружений.

Число коралловых островов в западной части Тихого океана очень велико. Важнейшие группы островов — Каролинские, Маршалловы, Гилберта, Эллис, Лайн и, кроме них, множество обособленных, рассеянных среди котловин. Столь же велико число и погруженных плосковершинных гор с отмершими коралловыми рифами. Крупнейшей группой гийо являются Срединно-Тихоокеанские горы [40, Winterer, Mibtzler, 1984], но их много и в Центральной котловине, и в Меланезийской, Восточно-Марианской, на Каролинском валу. Выдвинутая в свое время Г. Менардом гипотеза древнего срединноокеанического хребта — поднятия Дарвина [33, Menard, 1958] вызвала продолжительную дискуссию. Как ясно теперь, такого поднятия в действительности не было — результаты бурения отвергают эту гипотезу, но одновременно стало ясно, что западная часть океана в прошлом была менее глубокой и остается до сих пор не столь глубокой, как этого требуют каноны тектоники плит и предположения о термальной контракции движущихся литосферных плит, развитые Дж. Склейтером [16; 40, Sclater, 1971]. Аномалия глубин западной части Тихого океана по сравнению с теоретической кривой достигает 200—500 м [40, Menard, 1984]. Кроме того, реконструкция глубин океана мелового времени по высотам гийо и глубинам их плоских вершин свидетельствует о дифференцированном рельефе ложа, о существовании уже тогда валов и котловин, что затрудняет согласование с представлениями в рамках плейт-тектонических реконструкций [40, Schreder, 1984], но вполне согласуется с результатами бурения [20, 23]. В свете этих данных современный рельеф западной части Тихого океана в значительной мере сохраняет унаследованные с поздней юры — раннего мела оси прогибов и воздыманий. Дискуссионны попытки увязывать палеогеографию мелового времени с гипотетической хронологией так называемых мезозойских магнитных аномалий [33, Larson, Chose, 1972].

Индийский океан — третий по размеру в Мировом океане после Тихого и Атлантического. Севернее почти сплошное континентальное обрамление его составляют Австралия, Евразия и Африка. Южное обрамление образует континент Антарктиды, но два широких прохода соединяют Индийский океан с Тихим и Атлантическим в южной его части, потому что между Австралией и Антарктидой на востоке и Африкой и Антарктидой на западе расстояния велики, а на дне океана нет сколько-нибудь значительных морфологических барьеров. Срединноокеанический хребет Индийского океана занимает центральное место в рельефе его дна. Он состоит из трех ветвей: юго-восточная — Австрало-Антарктический (Юго-Восточно-Индийский), северо-западная — Центрально-Индийская с Аравийско-Индийским (Карлсберг) и юго-западная — Африкано-Антарктический (Юго-Западно-Индийский) хребты. Эти три ветви георифтогенальной системы делят океан на три сектора: Северо-Восточный, Западный и Южный. Поднятия ложа океана иное, чем рифтогенальное, морфоструктуры обуславливают разделение его на котловины в пределах каждого сектора [12].

СРЕДИННООКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Австрало-Антарктический хребет является продолжением Южно-Тихоокеанского (Тихоокеанско-Антарктического) хребта. Зона поперечного разлома Скотта с желобом, глубины которого с пересечением рифтовой зоны Австрало-Антарктического хребта более 4500 м, может рассматриваться как морфологический рубеж между ним и Южно-Тихоокеанским хребтом. Обширное плато с глубинами менее 3000 м в сводовой части хребта, возможно, отвечает взломанному, но еще не полностью переработанному в процессе рифтогенеза звену Тихоокеанского кольца между Новой Зеландией и Австралией на севере и Трансантарктическим хребтом Земли Виктории в Антарктиде. Фрагментами бывшего структурного соединения, возможно, являются хребты Маккуори и Баллени на флангах срединноокеанического хребта.

Начало Австрало-Антарктического хребта ориентировано в северо-западном направлении, и многочисленные поперечные разломы почти меридианального направления косо секут сводовое поднятие хребта. Крупнейшие из них — это разломы Баллени, Тасманов и Кенгуру, на севере обрамляющие южный выступ континентального массива Австралии с Тасманией и подводным Южно-Тасмановым поднятием. Хребет представляет собой широкое (650 км) сводовое поднятие высотой 1000—1500 м. Сколько-нибудь четко выраженное рифтовое ущелье отсутствует, но осевая магнитная аномалия и вся система линейных аномалий на флангах хребта выражены хорошо. Осевая зона сейсмически активна, но особенно активны участки разломов между смещенными в пространстве участками осевой зоны хребта. На 140° в. д. простирается

хребта резко меняются на широтные. До 128° в. д. морфология хребта сохраняется прежней, осевая часть свода напоминает широкое плато с глубинами 3000–3500 м. Ширина хребта более 700 км. В районе между 128 -м и 120 -м меридианами в. д. хребет оказывается необычайно сложно раздроблен многочисленными поперечными разломами. Верхняя часть свода его сужается и понижается, на флангах хребта глубины возрастают до 4500 м, тогда как к востоку и к западу они менее 4000 м. Этот сложно раздробленный участок хребта получил название Австрало-Антарктического дискорданса. К западу от него хребет приобретает восточно-северо-восточное — западно-юго-западное направление и сохраняет его до 78° в. д. Ширина хребта возрастает до 110 км. Глубины верхней части свода менее 3000 м. Число известных в этой плохо изученной части хребта поперечных разломов невелико. Близ 78° в. д. хребет пересекают поперечные разломы северо-восточного направления Сен-Поль и Амстердам, ограничивающие в осевой части хребта платообразный блок с островами Амстердам и Сен-Поль и банкой Сен-Пьер. Глубины этого плато менее 2000 м и на гребнях рифтовой зоны менее 1500 м. Рифтовое ущелье и здесь еще не имеет четкого выражения. Острова Сен-Поль и Амстердам — вулканы. В морфологии щитового вулкана Амстердам примечательная трещина северо-западного направления с насаженными вдоль нее небольшими вулканическими конусами — это напоминает в миниатюре Локи-кьяр Исландии, рифтовую трещину с рядом вулканических конусов. По разлому Сен-Поль северо-восточный склон хребта примыкает к южному окончанию асейсмичного глыбового хр. Восточно-Индийского (Девяностого градуса). На юго-западном продолжении разлома Сен-Поль лежит подводная гора Новара. Еще далее к юго-западу этот разлом обрубают северо-западную оконечность обширного плато Кергелен. По разломам Сен-Поль и Амстердам ось хребта оказывается смещенной к северо-востоку на 550 км. Теперь хребет приобретает северо-западное простирание, его пересекают многочисленные поперечные разломы северо-восточного направления, более четко выражен характерный грядово-желобной рельеф осевой зоны и склонов хребта. В местах пересечения осевой зоны желоба поперечных разломов имеют глубины более 4000 м, тогда как на гребне хребта глубины менее 2500 м. Четкое рифтовое ущелье и здесь отсутствует. Система линейных аномалий хребта сильно раздроблена, интервалы между ними и само число идентифицируемых аномалий от блока к блоку, разделяемых поперечными разломами, меняется, хотя сколь угодно существенных смещений оси хребта нет. Это создает впечатление неоднородности структуры склонов.

В районе 70° в. д. и 25° ю. ш. находится "тройное сочленение" ветвей срединноокеанического хребта Индийского океана. Ветвь, отходящая на северо-запад, в сущности, является продолжением Австрало-Антарктического хребта, хотя простирания ее южной части — Центрально-Индийского хребта — приближаются к меридианальным. Поперечные разломы этого хребта сохраняют то же северо-восточное направление, что и на Австрало-Антарктическом хребте, и секут Центрально-Индийский хребет под углом 45° . В самом районе "тройного сочленения" рельеф хребта очень

сложен, представляя хаотическое сочетание гребней и гряд различных направлений. Рельеф грядово-желобного типа более упорядочен в Центральном-Индийском хребте. Поперечные разломы пересекают хребет с интервалом примерно 270 км. Крупнейшие разломы — это Эжерия, Мари-Селесте, Арго, Вима, Витязь, Силарк, Мабахис. В северной части хребта число поперечных разломов возрастает, раздробленность хребта увеличивается. Желоба поперечных разломов — зияющие трещины, грабены с очень крутыми ($20-50^\circ$) бортами и узким дном, с глубинами в осевой зоне хребта до 4500–5 000 м, т. е. значительно большими, чем в ущельях рифтовой зоны и даже превышающими глубины ложа прилегающих котловин. В желобах поперечных разломов обнажается разрез типичной для срединно-океанических хребтов коры, слагаемой в верхних горизонтах толеитовыми базальтами, ниже щелочными базальтами, габбро и диабазами и в низах ультраосновными мантийными породами, перцолитами, гарцбургитами, дунитами с включениями хромитов. Гарцбургиты в различной степени серпентинизированы. Местами протрузии серпентинитов образуют приразломные гребни. В строении коры участвуют слои со скоростями сейсмических волн 5,0–5,5 и 7,2–7,5 км/с. В кровле мантии отмечены аномально высокие скорости около 9,0 км/с [11]. За разломом Мабахис, примерно на 1° с. ш., начинается Аравийско-Индийский хребет (Карлсберг).

Аравийско-Индийский хребет ориентирован в северо-западном направлении. Он значительно менее раздроблен поперечными разломами, которые отмечены лишь в его юго-восточном и северо-западном концах. Характерный грядово-желобный рельеф хорошо выражен, и в осевой зоне имеется рифтовое ущелье, ячейки которого часто располагаются кулисообразно. Ширина хребта примерно 450 км, высота его гребня (глубины менее 2500 м) над ложем котловин около 1500–2000 м. С хребтом связана упорядоченная система линейных аномалий магнитного поля, интенсивность которых закономерно убывает от оси к склонам, но в основании склонов резко возрастает, что следует связывать с зоной краевых дислокаций на границе между рифтогенальными структурами хребтами и платформенными структурами ложа океанических котловин. На 10-й параллели с. ш. хребет обрублен необычайно протяженной зоной разлома Оуэн. Северное продолжение хребта — названное Восточным хребтом Шеба — смещено по разлому Оуэн к северу на 360 км. Этот хребет узок — ширина его всего 165 км — обладает хорошо выраженным рифтовым ущельем, ориентирован почти широтно и на 55° в.д. внедряется в ложе грабена Аденского залива. Разлом Алула — Фартак в горле Аденского залива параллелен зоне разлома Оуэн и отделяет Восточный хребет Шеба от Западного хребта Шеба, идущего уже на дне Аденского залива, по оси его грабена. В сущности эта структура раннего развития рифтогенального хребта, состоящая из множества эшелонированных звеньев, разделяемых поперечными, кососекущими ось грабена разломами. Высота хребта над дном залива примерно 1000–1500 м. Рифтовая зона хребта продолжается к западу, внедряясь в континентальный массив в зал. Таджура, и выражена в рельефе дна желобом Таджура. Дно

Аденского залива подстилается корой океанического типа мощностью 4–6 км под хр. Шеба и до 10–12 км по бокам от него. Хребты Шеба, как и хр. Аравийско-Индийский, сейсмически активны и сейсмичная зона продолжается в желобе Таджура и на континенте Африки, следуя далее одной ветвью в зоне Восточно-Африканских рифтов, другой — в рифте Красного моря.

Красноморский рифт представляет собой узкий грабен, обрамляемый ступенчатыми сбросами континентального фундамента. Глубина в рифтовом желобе Красного моря до 2 000–2 500 м. Склоны его круты и делятся на ряд уступов. Дно рифта имеет сложную расчлененную поверхность и является ареной современных излияний базальтовых лав, зоной высокой гидротермальной активности. Ширина желоба наибольшая в центральной части моря и наименьшая в Баб-эль-Мандебском проливе и в зал. Акаба, где он выклинивается.

Африкано-Антарктический хребет к западу от района "тройного сочленения" неширок (всего 220 км), в осевой его лежит хорошо выраженная рифтовая долина, к которой приурочена зона высокой сейсмической активности. На протяжении примерно 900 км хребет не пересечен поперечными разломами. Однако начиная с 61° в. д. и до 51° в. д. хребет интенсивно раздроблен многочисленными поперечными разломами, ориентированными примерно в меридианальном направлении, тогда как общее простирание хребта юго-западное — северо-восточное, так что разломы секут его под углом 45° , дробя на множество узких блоков шириной всего 55–70 км, в которых часто преобладают приразломные, а не вдоль рифтовые структуры. Глубины в осевой части хребта порядка 2 500–3 000 м, а глубины в желобах поперечных разломов достигают 5 000–5 500 м. Наиболее глубоки желоба разломов Мелвилл, Атлантис и Галлиени. Протяженность этих разломов около 1 100 км. Здесь уместно заметить, что вообще поперечные разломы срединноокеанических хребтов Индийского океана имеют не очень большую протяженность в сравнении с трансокеаническими разломами огромной протяженности в Тихом и Атлантическом океанах. Лишь отдельные разломы в Индийском океане, например Оуэн, Сен-Поль, Галлиени, имеют значительную протяженность и могут считаться трансокеаническими (здесь речь не идет о внутриплитном разломе Восточно-Индийского хребта и разломе такого же хр. Инвестигейтор).

К западу от разлома Галлиени Африкано-Антарктический хребет пересекает обширное поднятие, протягивающееся на юг от Мадагаскара в виде Мадагаскарского хребта и заканчивающегося обширными поднятиями Дель-Кано и Крозе с о-вами Крозе. В целом это меридианально ориентированное поднятие оконтурено изобатой 4 000 м. Африкано-Антарктический хребет пересекает его между Мадагаскарским хребтом и поднятием Дель-Кано и как бы взламывает его структуру. Рифтовые ущелья и грядово-желобный рифтогенный рельеф выражены не очень хорошо, а два крупных поперечных разлома — Индомед и Дискавери — хотя и представляют в рельефе зияющие трещины-грабены с глубинами в них по 4 500–5 500 м при глубинах на гребне хребта менее 1 500 м, но

поразительно четко выклиниваются к северу и к югу, не оставляя никаких сомнений в том, что там они заканчиваются. Эти разломы — зияющие трещины на своде рифтогенального поднятия — являются ярким свидетельством напряжений растяжения, направленных вдоль оси среднеокеанического хребта. Они очень часты, пересекают хребты с малыми интервалами на участках понижения гребневой поверхности, и они становятся редкими там, где гребневая поверхность поднята на относительно меньшие глубины — как в описанном случае пересечения поднятия Мадагаскарского хребта и поднятия Дель-Кано — Крозе. К западу от поднятия Дель-Кано поперечные разломы Африкано-Антарктического хребта становятся снова частыми, начиная с разлома Принц Эдвард. Здесь юго-западное простирание Африкано-Антарктического хребта сменяется на почти широтное, и отсюда начинается уже относящаяся к Атлантическому океану часть его. Осевая зона Африкано-Антарктического хребта на всем протяжении сейсмически активна. Из поперечных разломов хребта примечательно активен разлом Принца Эдуарда, на котором ось Африкано-Антарктического хребта смещена к югу на 1100 км. Система линейных аномалий магнитного поля выявляется на Африкано-Антарктическом хребте лишь в узких полосах и большей частью не идентифицируются, аномалии разбросаны хаотически.

На срединноокеанических хребтах Индийского океана пробурены многочисленные скважины по Проекту глубоководного бурения; скв. 238 на восточном фланге Центрально-Индийского хребта в районе примыкания к нему южного окончания горстового Лаккадивско-Мальдивского хребта вскрыла 500-метровую толщу илов, лежащих на пузырьчатых, т. е. излившихся на глубинах не более 600—1 000 м базальтовых лавах. Примечательно, что в базальных осадках позднеолигоценового возраста содержатся кварц и слюда, которые могли сноситься с абрадируемой поверхности фундамента Лаккадивско-Мальдивского хребта. Базальная поверхность испытала в послеолигоценовое время погружение с амплитудой до 2300—2600 м. Скважина 251 была пробурена на северо-западном фланге Африкано-Антарктического хребта и там, где он уже пересекает южное продолжение Мадагаскарского хребта. Здесь также достигнуты пузырьчатые базальтовые лавы, в базальных осадках миоцена содержатся зерна кварца и слюда. Погружение здесь оценивается в 3 000—3400 м [18]. На хребте Шеба в Аденском заливе пробурены скважины 231—233, позволяющие считать, что там погружения в период с миоцена имели размах 1700—2100 м.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОР

Этот сектор ограничен на востоке континентом Австралии и Зондской островной дугой, на севере — южной окраиной континента Евразии. По юго-западному краю его обрамляет рифтогенальная система Австрало-Антарктического, Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов. В пределах этого сектора выделяется несколько котловин, разделенных поднятиями подводных хребтов и возвышенностей.

Западно-Австралийский хребет (Брокен) разделяет Южно-Австралийскую и Западно-Австралийскую котловины. Огромный по своей протяженности Восточно-Индийский хребет отделяет от Западно-Австралийской котловины Центрально-Индийскую, а хр. Лаккадивско-Мальдивский отделяет эту котловину от котловины Аравийской. Хребет Мёррей при разломе Оуэн отделяет от нее в свою очередь небольшую Оманскую котловину.

Западно-Австралийский хребет, или плато Брокен, представляет собой обширное поднятие, протягивающееся в широтном направлении почти на 1500 км. На западе оно смыкается с южной оконечностью Восточно-Индийского хребта, а на востоке к его северному склону примыкает ориентированный в северо-восточном направлении хр. Ист-Индияман. От подводной окраины континента Австралии Западно-Австралийский хребет отделен Пертской котловиной. Хребет имеет асимметричный профиль: южный край его поднят и образует сравнительно узкий гребень с глубинами порядка 1200–1500 м, обрубленный на юге крутым (до 30–40°) склоном, тогда как на северной стороне склон пологий (около 1°) и переходит в поверхность плато с глубинами 2400–2700 м. Южный склон хребта имеет почти прямолинейные очертания, несолько осложненные кулисообразно лежащими обрывами. Северный край, местами выраженный невысоким, но довольно крутым уступом, оконтуривается изобатой 4000 м и обладает извилистыми очертаниями. При этом наиболее резким выступом его служит хр. Ист-Индияман. Ширина Западно-Австралийского хребта поэтому варьирует от 270 до 680 км.

Южный склон хребта падает крутым обрывом ко дну желобов с глубинами 4700–5600 м, отмечающих западное окончание зоны разлома Дамантина — одной из крупнейших зон разлома в Индийском океане.

Примечательной особенностью морфологии Западно-Австралийского хребта является выровненная абразией поверхность его гребня. Фундамента гребневой части хребта раздроблен системой кулисообразных разломов на ряд блоков, вершины которых срезаны абразией. Ширина абразионной поверхности и ее глубины несколько меняются от блока к блоку. Так, ширина колеблется от 9 до 75 км, а глубины — от 1460 до 1170 м. Минимальные глубины (563 и 960 м) отвечают вершинам небольших холмов, поднимающихся над южными краями абразионных террас. Эти холмы имеют вулканическое происхождение и сложены щелочными базальтами.

В толще гребневой части Западно-Австралийского хребта, под поверхностью наиболее сильного отражателя, играющего роль акустического наиболее сильного отражателя, играющего роль акустического фундамента, сейсмическим профилированием выявлены слои, наклонно падающие к северу примерно под тем же углом, что и современная поверхность северного склона, покрытая согласно залегающими слоями рыхлых осадков. В гребневой части хребта эти наклонные слои толщи акустического фундамента срезаны абразией, и там рыхлые осадки очень небольшой мощности лежат на них несогласно. Бурением скв. 255 на гребне хребта установлено, что срезанные абразией пласты пород акустического фун-

дамента, имеющие суммарную толщину 500—1 000 м, представлены мелководными сантонскими кремнистыми сланцами и известняками с глауконитом, содержат остатки иноцерамусов, мелководные кокколитофориды. На абразионной поверхности несогласно лежат среднеэоценовый гравий и обломки раковин моллюсков и мшанок. Выше этих также мелководных осадков лежит тонкий (55 м) покров миоцен-голоценовых илов, однотипный с современными осадками подобных глубин. В строении фундамента Западно-Австралийского хребта участвуют магматические породы основного и кислого состава. Это — щелочные базальты, диабазы, кварцевые долериты, риолиты и дациты. По своему характеру базальты и кварцевые долериты очень близки к базальтам Банбери и кварцевым (долеритам Западной Австралии). По данным М.И. Кузьмина и других исследователей, риолиты Западно-Австралийского хребта близки к кислым вулканитам Исландии. Формирование всей базально-риолитовой ассоциации они относят к палеоцену, поскольку для риолитов определен возраст 56 ± 3 млн. лет.

Структура акустического фундамента этого хребта резко отличается от структуры фундамента срединноокеанических хребтов Индийского океана. Спокойное залегание пологонаклонных слоев, первоначально горизонтальных или почти горизонтальных в период накопления мелководных осадков мелового времени, соответствует представлениям о платформенной структуре. Спокойное магнитное поле в области хребта, нарушаемое редкими аномалиями, совпадающими с линиями разломов фундамента, также не имеют ничего общего с упорядоченно-линейным аномальным полем рифтогенных систем. Глубинное сейсмическое зондирование, выполненное Т. Франсисом и Р. Райтом, а затем Ю.Н. Непрочновым [8], показало присутствие в составе коры слоев со скоростями 4,4—4,7 и 5,5—5,81 км/с, характерными для коры континентального типа. Мощность коры под хребтом по этим данным достигает 20 км, что согласуется с результатами сейсмологических исследований А. Сурье [36, Souriau, 1981], свидетельствующими о разуплотнении литосферы под хребтом до глубины около 40 км. Все это позволяет с достаточным основанием предполагать микроконтинентальную, частично переработанную природу фундамента Западно-Австралийского хребта.

По данным бурения, блок фундамента Западно-Австралийского хребта в поздне меловое время был частью островного или континентального шельфа. Слои акустического фундамента залегали в то время, очевидно, горизонтально или почти горизонтально. Они получили наблюдаемый сейчас наклон и были подняты в результате дислокаций в палеоцене до уровня волнового воздействия, а затем срезаны абразией в южной части блока. В результате регионального погружения в миоцене они оказались на глубинах накопления пелагических осадков. Был ли тот шельф поздне мелового времени островным или континентальным — это вопрос, не решаемый однозначно, если пользоваться только геохимическими результатами исследований коренных пород и глубинного сейсмического зондирования. Одни эти данные допускают возможность предположения как континентальной, так и океанической природы фундамента. На-

пример, М.И. Кузьмин и другие исследователи определенно считают Западно-Австралийский хребет типичной океанической структурой. С другой стороны, используя также упоминающиеся выше морфоструктурные особенности, характер магнитного поля и, в особенности результаты палинологического анализа морских базальных осадков из скв. 254 и 214 на примыкающей к Западно-Австралийскому хребту южной части Восточно-Индийского хребта, можно с достаточным основанием прийти к выводу о континентальной природе обоих этих хребтов, сделанному в свое время автором данной монографии и Е.В. Кореновой [48]. Согласно этим выводам, в центральной части Индийского океана еще недавно, вплоть до миоцена, существовал значительный массив континентальной суши, реликт Гондваны — предполагавшейся ранее по биогеографическим данным Лемурия. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о значительных размерах этой континентальной суши и о ее былых континентальных связях с Индией и Австралией. Погружение в мелу на глубины шельфового моря значительных пространств Гондваны привело к образованию ряда глубоких котловин и значительных пространств шельфов, к обособлению Лемурии, а развитие процесса рифтогенеза с начала палеоцена — к ее распаду и океанизации с формированием риттогенальных срединноокеанических хребтов и океанических котловин, среди которых местами сохранились относительно устойчивые блоки—микроконтиненты. К их числу относятся Западно-Австралийский хребет, Маскаренский хребет, о-в Мадагаскар, плато Кергелен и др. Таким образом, данные по геоморфологии Западно-Австралийского хребта важны для представлений о развитии Индийского океана в целом.

Восточно-Индийский хребет получил также название хребта Девяностого градуса, так как на огромное расстояние (почти 4800 км) он протягивается практически прямолинейно вдоль 90-го меридиана в д. На севере отвечающее ему поднятие фундамента обнаруживается под толщей осадков конуса выноса Ганга и Брамалутры — так называемого Бенгальского конуса — еще на 12–18° с. ш., а в рельефе дна хребет появляется на 8° с. ш. и продолжается на юг вплоть до 35° ю. ш. Близ 30° ю. ш. он смыкается с западной частью Западно-Австралийского хребта, и продолжаясь еще после этого на юг, утыкается в северный фланг Австрало-Антарктического хребта. На всем протяжении хребет сохраняет примерно одинаковую ширину (около 220 км) и высоту (около 3 000–4 000 м) над ложем океана. Глубины над гребневой частью хребта преимущественно порядка 2 000–3 000 м, местами существуют отдельные поднятия в форме холмов и невысоких гор — минимальные глубины над ними 847 м, 870 м, 1530 м, 2103 м. На всем почти протяжении хребта его профиль асимметричен по высоте склонов: поднятие западного лежит на глубинах 4 000–5 000 м, а восточного — на глубинах 5 000–5 500 м. Вдоль подножия восточного склона тянется желоб с глубинами до 5781 и 5670 м, а вдоль западного склона такого желоба нет.

Хребет обладает характерной блоковой морфологией: у него относительно крутые (местами до 20–25°) склоны и относительно ровная и широкая вершинная поверхность шириной около 55–80 км. В строении

склонов хребта важную роль играют сбросовые уступы. По простиранию хребет делится на многочисленные блоки, разделенные разломами и грабенами. Раздробленность хребта на множество блоков обуславливает вариации асимметрии хребта: у одних блоков более крутым является западный обрывистый склон, у других — восточный. Рассекающее тело хребта разломы имеют преимущественно северо-восточное простирание, а в северной части хребта местами почти широтное. В некоторых случаях расположение блоков кулисообразное — это характерно для южной части хребта. Самый южный блок хребта выделяется своей большой шириной, общей массивностью. Он служит как бы "замковым камнем" в месте сочленения Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов. Минимальная глубина над выровненной вершинной поверхностью этого блока 1240 м, а ширина вершинной поверхности — почти 180 км. Аномален по своей морфологии блок плато Осборн — он примыкает к западному склону Восточно-Индийского хребта на 15° ю. ш. и обладает изометрическими очертаниями. Минимальная глубина над вершинной поверхностью плато Осборн 1596 м.

Черты тектонической морфологии Восточно-Индийского хребта выражены очень ярко. При этом тектоническая активность хребта продолжалась длительное время, поскольку сбросы разбивают не только фундамент, но в значительной мере и покрывающий его чехол осадков. Мощность этого чехла варьирует от 100 м над выступами фундамента до 700—1000 м в понижениях. Пробуренные на хребте скважины 217, 216, 214, 253 и 254 позволяют идентифицировать наблюдаемые в пределах осадочного чехла отражатели как перерывы осадконакопления и смены глубоководных осадков мелководными. В северной части хребта (скв. 217 и 216) мелководный режим осадконакопления мела, палеоцена и эоцена сменился глубоководным в олигоцене; в южной части мелководное осадконакопление шло в эоцене и сменилось глубоководным в олигоцене (скв. 253) и миоцене (скв. 254); в средней части субаэральные и мелководные осадки накапливались в палеоцене (скв. 214) и сменились глубоководными в эоцене. На юге хребта мелководное осадконакопление шло в эоцене и сменилось глубоководным (скв. 253) и в миоцене в самой южной оконечности его (скв. 254). Погружение, как видно, развивалось в южном направлении.

Акустический фундамент Восточно-Индийского хребта по данным глубоководного бурения сложен базальтовыми лавами, излившимися в мелководных условиях в позднем мелу (скв. 216) в палеоцене (скв. 214), в эоцене (скв. 253 и 254). По своему составу базальты хребта близки к базальтам Исландии и Фарерских островов, а в скв. 214 к ним прибавляются андезиты, также идентичные андезитам Исландии.

Глубинное строение фундамента по данным сейсмического зондирования очень сходно со строением Западно-Австралийского хребта — слои со скоростями 3,8—4,3 км/с, 4,7—5,8 км/с, 7,1—7,5 км/с, мощность коры порядка 12 км. По данным сейсмологических исследований А. Сурье (1981 г.), и под этим хребтом отмечается разноуплотненность верхней мантии на глубину до 40 км.

В магнитном поле хребта, как и на Западно-Австралийском хребте, нет характерных линейных аномалий рифтогенного происхождения, но присутствуют аномалии, связанные с разломами меридианального и северо-восточного простирания, подчеркивающие блоковую тектоническую раздробленность. Примечательна аномально слабая намагниченность самого южного блока хребта, позволяющая предполагать преимущественную роль осадочных пород в его строении.

В гравитационном поле Восточно-Индийского хребта существует полоса повышенных значений силы тяжести в редукции свободного воздуха, связанная, по мнению А.Г. Гайнанова, с подъемом к поверхности массы основных пород [5]. Это, в свою очередь, может объяснить, по предположению О.М. Русакова и С.В. Карабовича, наблюдаемое сейсмологическими методами разуплотнение верхней мантии на глубину до 40 км. Полоса положительных аномалий силы тяжести, свойственная Восточно-Индийскому хребту, прослеживается на север за пределы его морфологического выражения в область Бенгальского залива.

Ярко выраженная блоковая структура Восточно-Индийского хребта не позволяет серьезно относиться к гипотезе происхождения его, как следа движения литосферной плиты над горячей точкой мантии. Несравненно правоподобнее предположение о связи блоковых структур фундамента хребта и лавовых покровов на них с крупной зоной разлома. Спорным является вопрос о первичной природе этого фундамента — океанической или континентальной. Континентально-шельфовый характер базальных осадков в скважинах, присутствие в них континентального комплекса пыльца и спор наземных растений позволяют отдавать предпочтение представлению о континентальной природе, так же как и для Западно-Австралийского хребта. Погружение континентального массива и останца оседания вдоль линейамента Девяностого градуса развивалось с севера на юг, обусловив синрифтовое обособление центральной части Индоокеанского массива Гондваны—Лемурии, а позднее — разрушение ее в результате рифтогенеза.

Мальдивский хребет — подобно Восточно-Индийскому хребту протягивается в меридиальном направлении и своим южным концом также утыкается во фланг срединноокеанического Центрально-Индийского хребта. На севере он является морфологическим продолжением южной части выступа п-ова Индостан, отделяясь от его шельфа лишь верхним уступом континентального склона и смыкаясь с его нижней частью на глубинах более 1500 м. Общая протяженность хребта достигает 3000 км. Ширина хребта в основании около 270—360 км. Вершинная поверхность его выровнена и имеет ширину порядка 110—220 км, а склоны круты и узки. Хребет обладает характерной блоковой морфологией. Цоколь его разбит рядом поперечных разломов. На вершинной поверхности хребта располагаются три группы коралловых островов и рифов: Лаккадивские на севере, Мальдивские в средней части и Чагос на юге. Большая ширина островов и рифов, мощная толща коралловых известняков, устанавливаемая сейсмическим зондированием, глубоководные террасы — все это свидетельствует о формировании коралловой надстрой-

ки хребта в условиях значительных погружений его фундамента. Поперечные профили хребта асимметричны, подобно профилям Восточно-Индийского хребта: вдоль подножия восточного склона протягивается желоб с глубинами более 4500–5000 м (максимальная глубина 5408 м). К западному склону южной части хребта практически вплотную примыкает восточный фланг Центрально-Индийского хребта. Восточный склон северной части хребта на значительном протяжении примыкает к нижней части континентального склона Индостана.

Акустический фундамент хребта, вскрытый в южной его части в скв. 238, представлен пузырчатými (излившимися в мелководных условиях) базальтовыми лавами олигоцена, перекрытыми мелководными осадками нижнего олигоцена. Сменяют их с перерывом уже глубоководные осадки верхнего олигоцена–плейстоцена. В северной части хребта скв. 219 вошла в содержащие продукты размыва траппов Деккана (монтмориллонит, глауконит) мелководные известняки, песчаники и алевролиты позднего палеоцена с фауной, близкой к фауне палеоцена осадков Восточного Индостана. Смена мелководных условий осадконакопления глубоководными произошла скорее всего в среднем эоцене–олигоцене.

По данным сейсмического зондирования верхняя толща (1500–2500 м) гребневой части хребта сложена коралловыми известняками и вулканитами (3,0–3,5 км/с) коррелируемыми с толщами палеоцена–плейстоцена Камбейского залива. Ниже лежит 4–5-километровая толща вулканитов (3,85–5,0 км/с и 10-километровая толща "базальтов" (6,84 км/с), а в понижении между Мальдивскими островами и Чагос отмечен слой со скоростями 6,13 км/с мощностью 5 км.

Под Мальдивскими островами мощность этой толщи возрастает до 5000 м, и она интерпретируется Ж. Бен Аврахамом и Е. Банс как отложения юрского и мелового времени, генетически связанные с отложениями того же возраста на континенте в районе Кача [45]. Это позволяет рассматривать блок хребта, несущий Мальдивские острова в качестве микроконтинента.

Характер залегания осадочной толщи хребта подчеркивает глыбовую структуру его фундамента, разбитого многочисленными разломами. Мощность коры под хребтом варьирует от 20 км в северной части до 17 км в средней и 15 км в южной части. Хребту в целом соответствуют зоны аномальных магнитного и гравитационного полей, протягивающихся в меридиальном же направлении на континент в область Камбейского грабена. Б.А. Петрушевским, а затем М.Р. Пустильниковым и другими исследователями высказаны представления о связи Мальдивского хребта с линейamentом, продолжающим на юг Индо-Памирскую глубинную зону. Хотя морфологически Мальдивский хребет вплотную прилегает к континентальному склону Индостана, возможность прямого продолжения на нем базальтового покрова траппов Деккана вызывает сомнения, поскольку сейсмическим зондированием установлено уменьшение мощности этих траппов в сторону океанов и даже отделение их от базальтовых покровов океанского дна поднятием докембрийского фундамента, образующего обрамление палеовпадин Западного Индостана.

По своей морфологии, строению и истории развития Мальдивский хребт чрезвычайно сходен с Восточно-Индийским хребтом. Представляется наиболее вероятным, что его блоковый цоколь является останцом оседания на линеаменте, разделяющем крупные блоки континента Гондваны. Останцы оседания были надстроены вулканическими образованиями и в процессе погружения — коралловыми рифами. В отличие от Восточно-Индийского хребта погружение хребта оказалось наиболее значительным в южной части.

Три описанных крупных хребта северо-восточной части океана разделяют его на четыре крупные котловины: Южно-Австралийскую, Западно-Австралийскую, Центральную и Аравийскую.

Южно-Австралийская котловина — это котловина огромной протяженности и сравнительно малой ширины. Она протягивается от южного выступа подводной окраины Восточной Австралии на востоке до южной оконечности Восточно-Индийского хребта почти на 5500 км. Южным обрамлением ее служит Австрало-Антарктический хребт, северный фланг которого располагается примерно на 52° ю. ш. к югу от Восточной Австралии, на 42° ю. ш. к югу от Большого Австралийского залива и на 35° ю. ш. у южной оконечности Восточно-Индийского хребта. Ширина котловины при этом наибольшая в районе Большого Австралийского залива — до 110 км, но на крайнем востоке и западе она сужается до 360—450 км. Восточная половина котловины оконтуривается изобатой 5 000 м, западная — 4 000 м. В восточной половине глубины достигают 5773 м даже над плоским ложем абиссальной равнины, тогда как в западной они превышают 5 000 м только в узких желобах зоны разлома Диамантина.

Северное обрамление восточной половины котловины образует континент Австралии. Его восточную часть и южный выступ, несущий о-в Тасмания и подводную Южно-Тасманову возвышенность, слагают структуры палеозойской складчатой системы, тогда как среднюю и западную части — протерозойские образования Южно-Австралийского и архейские — Западно-Австралийского щитов. Вдоль южной окраины континента располагается зона периокеанических опусканий по системе разломов, с образованием ступенчатых сбросов, горстов и грабенов. Грабены являются бассейнами осадконакопления, а горсты образуют внешние части краевые плато континентального склона [26].

Шельф имеет значительную ширину (до 460 км) в Бассовом проливе между Австралией и Тасманией. Мощность осадочной толщи в синклинии Бассова пролива превышает 2 000 м. Шельф сужен до нескольких километров в районе Портленда, где береговая линия образует складчатые структуры позднекаледонской Лакланской складчатой системы, но расширяется до 180 км в Большом Австралийском заливе, побережью которого на континенте отвечает широкий прогиб докембрийского фундамента Южно-Австралийского щита — бассейн Юкла. Мощность осадочного чехла в этом бассейне невелика — до 600 м. В сторону океана поверхность фундамента погружается по ряду сбросов (Хемптон, Дантун, Полада) и в пределах шельфа и континентального склона в седиментационных

ловушках, связанных со ступенчатыми сбросами, мощность осадков значительна. У побережья южной части Западной Австралии, обрубаемой системой сбросов (Бремер, Стерлинг), шельф снова сужается до нескольких километров. Западный выступ подводной окраины континента — плато Натуралиста — продолжает северное обрамление котловины. Западный край этого плато ограничен зоной разлома Натуралиста, отходящей в северо-западном направлении. За ней на протяжении около 550 км Южно-Австралийская котловина сообщается с Западно-Австралийской и структурной границей между ними служит зона разлома Диамантина. Еще далее к западу Южно-Австралийская котловина ограничена с севера поднятием Западно-Австралийского хребта.

Континентальный склон Южной Австралии имеет значительную высоту — до 5 000 м, сравнительно простые очертания и выровненную осадочным чехлом поверхность. Он крут в восточной и западной частях, но относительно полог в Большом Австралийском заливе, где на его поверхности лежат два крупных краевых плато — Седуна с глубинами от 1 000 до 2 000 м и Эйре с глубинами от 500 до 1 000 м. Мощность осадочного чехла под шельфом и континентальным склоном залива достигает 3 000 м. Промышленным бурением на шельфе установлено быстрое погружение окраины континента в туроне-кампане (110–100 млн. лет). В позднем мелу погружение замедлилось, но продолжалось и амплитуда его достигла 3 000–4 000 м [31, Cande, Mutter, 1982].

Континентальная природа нижней части склона подчеркивается сопряженной с ним зоной спокойного магнитного поля. Вдоль подножия континентального склона Австралии протягивается зона разлома Диамантина. Это зона интенсивного дробления фундамента шириной 110–150 км, в которой сочетаются узкие горстовые гребни со столь же узкими желобами-грабенами. На востоке она погребена под осадочным чехлом, но и под ним прослеживается вплоть до 130° в. д. К западу от 25° в. д. она уже ярко выражена в рельефе дна и протягивается на запад вдоль подножия склонов плато Натуралиста и Западно-Австралийского хребта вплоть до южной оконечности Восточно-Индийского хребта. Именно к желобам этой зоны разлома приурочены максимальные глубины Южно-Австралийской котловины (7102 м в желобе Диамантина, 6700 м в желобе Дордрехт) и 5657 м в желобе Обь. С зоной разлома связана система линейных аномалий магнитного поля, идентификация которых, необходимая для построений по канонам тектоники литосферных плит, как показали С. Канде и Дж. Муттер, неоднозначна. В одних построениях это аномалии 22–19, в других 34–20. Вероятнее всего эта система связана с разломами в пределах зоны Диамантина и не имеет хронологического значения.

Обширную часть ложа Южно-Австралийской котловины к югу от Большого Австралийского залива занимает аккумулятивная абиссальная равнина с глубинами 5600–5700 м. Мощность осадочной толщи там от 500 до 1 000 м. Однако и перекрытая осадочным чехлом поверхность фундамента к югу от зоны разлома Диамантина также отличается относительно ровным рельефом, непохожим на сложный грядовый рельеф север-

ного фланга Австрало-Антарктического хребта, началу которого в аномальном магнитном поле соответствуют 13 и 12 аномалии. В западной части котловины мощность осадочного чехла меньше — 200–300 м, но рельеф фундамента и там гораздо проще рельефа Австрало-Антарктического хребта, а магнитное поле там имеет спокойный характер.

Западно-Австралийская котловина. В целом эта котловина ограничена на востоке западной окраиной континента Австралии на севере Зондской островной дугой, на западе — Восточно-Индийским хребтом. Однако сложный рельеф подводной окраины Западной Австралии, в пределах континентального склона которой лежат крупные краевые плато, обуславливает разделение приконтинентальной части котловины на ряд более мелких.

Западная окраина Австралии сложена структурами древнего Западно-Австралийского щита. Это архейские блоки Иилгари на юге и Пилбара на севере. Приокеаническая зона щита отделена от них разломом Дарлинг. В ее пределах развита система сложных грабенов, образующих крупные бассейны осадконакопления — Пертский на юге и Карнарвон на севере. Заполнение этих бассейнов осадками началось в перми. Осадконакопление от перми до юры на суше и шельфе Австралии было при этом преимущественно не морским [37]. В позднем триасе—ранней юре локально, а в средней юре в северной части Западной Австралии на краю континента образовались базальтовые покровы, прослеживаемые на севере на континентальном склоне и на ложе океана [6]. Триасовые и юрские осадки бассейна суши и шельфа континентального происхождения, но принесены они, в основном, с суши континентального типа, находившейся к западу и северо-западу от современной Австралии. В апте—Туроне западная окраина Австралии начинает испытывать погружения, ставшие особенно интенсивными в сантоне. Отложения осадков с этого времени образуют моноклинали, погружающуюся в сторону океана и осложненную сбросами [26]. Общая мощность осадков в бассейнах Перта и Карнарвон превышает 7 000–9 000 м, причем нижние три четверти — это заполнение грабенов, а верхняя четверть — перекрывающий и грабены и горсты поздне меловой-палеогеновый чехол, связанный с трансгрессией со стороны современного Индийского океана.

Шельф Западной Австралии в южной ее половине узок (110–120 км), но в северной половине его ширина достигает 220–260 км (шельф Роули, шельф Броуси) и 360 км (шельф Сахул), переходя затем в широчайший шельф Арафурского моря, который соединяет Австралию с Новой Гвинеей. Континентальный склон Западной Австралии обладает, как уже указывалось, расчлененным рельефом, образуя несколько выступов в форме краевых плато Натуралиста, Кьюве, Эксмус и Скотта.

Плато Натуралиста выдвинуто от берегов Австралии к западу на 550 км. Его вершинная поверхность лежит на глубинах 2 000–2 500 м и отделена от шельфа системой сбросов верхнего уступа континентального склона (сброс Дансборо на суше) и желобом-грабеном с глубинами более 3 000 м. Склоны плато круты и также образованы сбросами, простирания которых отражают простирания структур докембрийских блоков

Западно-Австралийского щита [6]. Вершинная поверхность плато покрыта слоем осадков мощностью около 800 м. На склонах плато слой осадков прерывается, обнажая фундамент. Драгированием здесь получены образцы докембрийских пород [37]. На плато пробурены скв. 258 и 264 Проекта глубоководного бурения. Вскрытые этими скважинами осадки от верхнего мела до четвертичных содержат вплоть до плиоцена признаки мелководности и черты единства условий накопления с условиями, существовавшими в Пертском бассейне Западной Австралии, а для верхнего мела — черты единства с условиями осадконакопления на Западно-Австралийском хребте [19].

Плато Кьюве (Уоллаби) во многом напоминает плато Натуралиста. Оно также выдвинуто в океан почти на 550 км и отделено от шельфа желобом-грабеном с глубинами более 3500 м. Склоны его круты. Южный склон его вместе с уступом континентального склона к югу от плато образует протяженный Уоллаби-Пертский уступ того же характерного северо-западного простирания, что и простирание зоны разлома Натуралиста.

Очертания северо-западного и северо-восточного склонов плато осложнены блоковыми структурами северо-восточного простирания, отходящими от плато Кьюве в направлении к плато Эксмус. Вершинная поверхность плато Кьюве лежит на глубинах около 2500–3000 м и подстилается слоем осадков мощностью примерно 600 м. К плато Кьюве некоторые исследователи (например, Дж. Виверс, 1778 г.) относят также обособленное плато Зенит, лежащее в 180 км к северо-западу от него и отделяемое глубинами более 5500 м. Основанием к этому служит большое морфологическое сходство и связь с линеаментом Уоллаби-Пертского уступа. В сущности же плато Зенит, как и Западно-Австралийский хребет, можно рассматривать в качестве микроконтинента, поскольку оно не имеет непосредственной структурной связи с подводной окраиной континента.

Плато Эксмус — самое крупное из описываемых краевых плато южной части Западной Австралии. Оно выдвинуто в океан на 450 км, а ширина его в северо-восточном направлении достигает 650 км. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах менее 2000 м при минимальной глубине 741 м. Склоны плато круты и образованы сбросами северо-западного и северо-восточного направлений, характерных для блоков архейского фундамента Западно-Австралийского щита. Грабен, отделяющий плато от шельфа, выполнен толщей пермско-юрских отложений мощностью до 3000 м, перекрытых слоем меловых и палеоген-неогеновых осадков, продолжающихся на вершинную поверхность плато и обрываемых его краевыми сбросами. От северного угла плато к северу лежит блок возвышенности Джое, отделяемый от плато Эксмус разломом северо-восточного простирания [31, Heirtzler et al., 1978].

Плато Скотта — самое северное из краевых плато Западной Австралии, как бы заполняет входящий угол между континентом Австралии и Зондской островной дугой. Оно лежит на глубинах 1500–2000 м и ограничено на западе крутым сбросовым уступом меридианального прос-

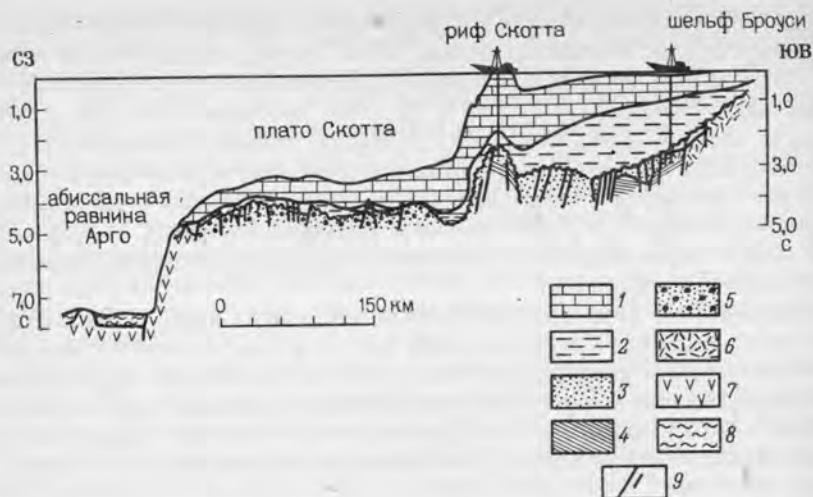


Рис. 8. Структурный профиль подводной окраины Западной Австралии в районе северо-западного шельфа. По М. Камен-Кайе и А. Мейергофу (1979 г.)

1 — кайнозойские отложения; 2 — отложения от верхнеюрских до меловых; 3 — отложения от триаса до юры; 4 — пермь; 5 — допермский палеозой; 6 — докембрийский фундамент; 7 — океанические базальты; 8 — пелагические осадки от верхней юры или сеномана до современных; 9 — разломы

тирания. Грабен, отделяющий блок фундамента этого плато от основного массива Западно-Австралийского щита, заполнен толщей юрско-меловых отложений шельфа Броуси мощностью около 6 000 м и перекрытых палеоген-неогеновыми осадками, слой которых достигает наибольшей мощности в рифе Скотта (около 3500 м), сокращается до 500–1 000 м на поверхности плато Скотта и практически прерывается на сбросовом уступе западного склона плато. В основании разреза рифа Скотта, пройденного скважиной промышленного бурения, лежат титонские базальты, прослеживаемые сейсмическим зондированием на ложе океана [27, Beck, Lehner, 1974; 4] — см. рис. 8.

Приконтинентальные части Западно-Австралийской котловины, разделяемые описанными краевыми плато, это Пертская котловина, котловина Кьюбе и Северо-Австралийская.

Пертская котловина ограничена на западе Западно-Австралийским хребтом и выступом его северного склона, хр. Ист-Индияман. Ее западная часть имеет глубины от 4500 до 5 000 м, тогда как восточная — более 5500 м при максимальной глубине 5704 м. В рельефе дна котловины ярко выражены несколько крупных зон разломов. Одна из них — это уже называвшийся Уоллаби-Пертский разлом, выраженный в рельефе дна не только в форме Уоллаби-Пертского уступа, но и в блоковой структуре сопутствующего этому линеаменту узкого гребня хр. Лост-Датчен высотой около 2 000 м и протяженностью до 900 км. Протяженность Уоллаби-Пертского разлома в целом достигает 1400 км. В том же северо-

западном направлении протягивается по дну котловины разлом Натуралиста, протяженность около 900 км, вдоль которого располагаются узкие горстовые гребни и грабены фундамента. В близком к меридиональному направлению вытянуты в средней части котловины глыбовой хр. Дерк-Хартог и сопряженные с ним узкие желоба. Протяженность этой структуры также около 900 км. Высота хр. Дерк-Хартог около 2500 м. Узкие невысокие гребни и желоба северо-восточного простирания ограничивают приподнятую до глубин менее 5 000 м западную часть ложа котловины, которую в известном смысле можно рассматривать как самую нижнюю ступень северного склона Западно-Австралийского хребта. В пределах этой ступени протягиваются по ее восточному краю в северо-восточном направлении хр. Трайал, а по западному хр. Ист-Индиаман. В средней части ее лежит горстовый блок горы Эендрахт. Осадочный чехол в восточной части котловины мощностью 500–1 000 м образует Пертскую абиссальную равнину. В западной части котловины мощность осадочного чехла не более 200–400 м. Поверхность фундамента котловины довольно ровная, но раздроблена в упоминавшихся выше зонах разломов. К ним следует добавить погребенную осадками Пертской абиссальной равнины зону разлома Батавия, выделяемую по раздробленности фундамента и ориентированную в северо-западном направлении [42, Markl, 1978]. В Пертской котловине выявлен ряд линейных аномалий магнитного поля, параллельных описанным выше разломам северо-восточного направления и интерпретируемых сторонниками концепции тектоники литосферных плит, как "мезозойские" рифтогенные аномалии. Эти аномалии секут по нормали Уоллаби-Пертский уступ континентального склона и северный склон плато Натуралиста. В Пертской котловине пробурены скв. 257 и 259, вскрывшие базальты акустического фундамента, изливавшиеся в юре, раннем и позднем мелу в мелководных условиях и перекрытые мелководными же осадками нижнего мела, сменяющимися после перерыва в накоплении осадками плиоцен-плейстоцена в западной части котловины. В восточной части котловины мелководные условия осадконакопления существовали в мелу, в палеоцене и эоцене, после чего последовал перерыв накопления и появление глубоководных осадков.

Котловина Кювье невелика по размерам и имеет почти квадратные очертания. Глубины в ней более 5 000 м (максимальная – 5258 м). Поверхность ложа – абиссальная равнина. Мощность осадков под ней около 1 000 м. Поверхность акустического фундамента довольно ровная, прогнута в сторону основания континентального склона и образует широкий вал северо-восточного простирания, как бы соединяющий внешние склоны плато Кювье и Эксмус. Отдельные, видимо, вулканические пики фундамента прорывают толщу осадков абиссальной равнины. В строении земной коры по данным сейсмического зондирования участвуют слой осадков, тонкий слой со скоростями 3,0 км/с, развитый в восточной части котловины, повсеместно – "второй" слой со скоростями 5,3–5,9 км/с, переходный слой – 6,3–6,7 км/с, "третий" – 6,8–6,9 км/с. Скорости в кровле мантии 7,9–8,1 км/с. Мощность коры – примерно

6–8 км [31, Larson et al., 1979]. В котловине выявлены линейные магнитные аномалии северо-восточных простираний, параллельные системе разломов, ограничивающих плато Кювье и Эксмус и определяющих направление континентального склона к северу от плато Кювье. Эти аномалии интерпретированы, как мезозойские аномалии рифтогенного происхождения, но с не меньшими основаниями могут они быть связаны с системой разломов фундамента. Они секут по нормали склоны плато Кювье и Эксмус и параллельные аномалиям Пертской котловины.

В котловине Кювье пробурена скв. 263. Ею вскрыты мелководные осадки нижнего мела (апт–альб), несогласно перекрываемые глинами палеоцена и вновь несогласно – плиоцен-четвертичными илами. По мнению Е.М. Рудича мелководные или субаэральные условия могли сохраняться здесь вплоть до плиоцена [18], но вполне определенно они были здесь до палеоцена.

Северо-Австралийская котловина больше по своим размерам, чем котловина Кювье, но также имеет квадратные очертания, а ложе ее представляет собой также абиссальную равнину – равнину Арго. Глубины здесь более 5500 м, максимальная глубина – 5730 м. На западе котловина ограничена поднятиями Джое и Роо, на севере – краевым валом Зондского желоба. Поверхность абиссальной равнины Арго полого наклонена в южном направлении, так что максимальные глубины лежат вблизи основания континентального склона. Мощность осадков этой равнины около 900 м, из которых 400 м составляют отложения верхней юры и мела, вскрытые скважиной глубоководностью бурения 261 [31, Heirtzler et al., 1978]. Скв. 261 вошла в подушечные лавы толеитовых базальтов акустического фундамента, перекрываемые осадками верхней юры, глубина образования которых неясна, и мелководными осадками нижнего мела, сменяемыми вверх по разрезу уже пелагическими осадками. В котловине выявлена система линейных аномалий магнитного поля северо-восточных простираний, т. е. опять же параллельных общему простиранию континентального склона и внешнего края плато Эксмус. Эти аномалии были интерпретированы Дж. Хейртцлером и его коллегами (1981 г.), как мезозойские рифтогенные аномалии. В структуре осадочной толщи равнины Арго обнаружен ряд диапировых структур, возможно – соляных диапиров. В пользу представлений о мелководности раннемелового бассейна, существовавшего на месте Северо-Австралийской котловины, свидетельствует сходство низов разреза скв. 261 с разрезом прогиба Беду Западной Австралии, формировавшегося в заведомо мелководных условиях. Базальты акустического фундамента котловины по данным МОВ ОГТ коррелируются с базальтами плато Скотта шельфа Броуси.

За пределами приконтинентальной части Западно-Австралийская котловина подразделяется сводовым поднятием Кокосового вала на две котловины: Кокосовую к северу от этого вала и Уортона – к югу от него. Кокосовый вал протягивается в широтном направлении примерно вдоль 12-й параллели ю. ш. на расстояние до 2000 км от Зондского желоба на востоке до 95° в. д. на западе. Система разломов меридионального и северо-восточного направления разделяет свод Кокосового вала на ряд

массивов. Наиболее крупными из них являются возвышенность Роо, массив с о-ва Рождества и г. Андропова, массив с горами Венинга-Мейнса и массив с Кокосовыми островами (Килинг). Массивы эти оконтуриваются изобатой 5 000 м, а вершины их и расположенных в их пределах гор поднимаются до глубин менее 3 000 м и выше, в том числе и над поверхностью океана в виде островов. Массивы эти также сильно раздроблены множеством разломов смещающих как блоки фундамента, так и покрывающие его слои осадочного чехла, что свидетельствует о недавних тектонических движениях. В области вала отмечается довольно большое число очагов землетрясений. Острова Кокосовые и Рождества — коралловые. В основании коралловой постройки о-ва Рождества, сформированной как атолл, но затем поднятой своей вершиной на высоту до 400 м, лежат трахиты и базальты. Возраст коралловой постройки этого острова — от эоцена до плейстоцена. Кокосовые острова — современный атолл.

Рельеф дна котловины Уортона относительно простой в ее юго-восточной половине и весьма сложный в северо-западной. Восточная часть котловины обладает наибольшими глубинами. Здесь на значительном пространстве глубины более 6000 м. В западной части глубины более 6000 м также отмечены, но там они приурочены к узким желобам в системе разломов, сопутствующих с востока Восточно-Индийскому хребту. В рельефе дна очень характерны желоба и гряды, связанные с разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Наиболее примечательной зоной разлома является зона разлома Инвестигейтор, протягивающаяся примерно по 99-му меридиану в. д. от 19-й параллели ю. ш. на север вплоть до Зондского желоба. Из разломов северо-восточного простирания примечателен разлом хр. Хорайзн в восточной части котловины. Зона разлома Инвестигейтор имеет ширину около 110 км и отмечается высоким узким гребнем и столь же узкими желобами. Вдоль нее протягивается отчетливая аномалия магнитного поля.

Рельеф дна Кокосовой котловины также сложен в своей южной, примыкающей к Кокосовому валу части, но становится равнинным на поверхности Никобарского конуса выноса в северной части котловины. Для южной части котловины характерны те же, что и для котловины Уортона гряды и желоба зон разломов северо-восточного и северо-западного простираний, постепенно исчезающие в рельефе по мере движения на север, где они оказываются погребенными под толщей осадков конуса выноса. Никобарский конус является частью Бенгальского конуса и отделяется от него северной частью Восточно-Индийского хребта. Следует отметить, что мощности осадочного тела Никобарского конуса примерно те же самые, что и у основного тела Бенгальского конуса. Это отражается в рельефе дна: оконтуривающая южный край аккумулятивной равнины изобата 5 000 м располагается по обеим сторонам Восточно-Индийского хребта на одной и той же широте, и только близ Зондского желоба изгибается в Кокосовой котловине к северу. Мощность осадочного чехла в вершине Никобарского конуса более 3 000 м и сокращается по мере движения на юг до 200 м на 10-й параллели ю. ш., но уже к югу от 5-й параллели ю. ш. аккумулятивное тело конуса перестает маскировать сложный рельеф фундамента.

В котловине Уортона мощность осадочного чехла преимущественно ничтожна — порядка 50–150 м, но повержена резким колебаниям, местами в понижениях рельефа фундамента она возрастает до 500 м. На валу Кокосовом и краевом валу Зондского желоба мощности возрастают до 500–600 м. Существенно возрастают они в южной части котловины на пологом северном склоне Западно-Австралийского хребта, приближаясь к 1 000 м, причем на значительном пространстве.

Рельеф фундамента Кокосовой и Уортоновской котловин, за исключением области, занятой Никобарским конусом выноса, хорошо отражен в рельефе дна, так что тектоническая природа последнего не вызывает сомнений. Характерно сочетание систем разломов двух направлений северо-восточного и меридионального. В системе гряд и желобов фундамента совершенно не характерны широтные или северо-западные направления, которые можно было бы связать с направлениями линейных аномалий магнитного поля, выявляемых в западной части Западно-Австралийской котловины. Идентификация этих линейных аномалий вызывает много вопросов, так же как и интерпретация их происхождения в связи с предположением о существовании бывшего центра спрединга, погрузившегося в результате субдукции под Зондскую островную дугу. Глубинное сейсмическое зондирование свидетельствует об обычном для океанических котловин строении земной коры, в котором участвует "второй" слой со скоростями 4,7–5,4 км/с и "третий" со скоростями 6,6–7,1 км/с. Местами, однако, во "втором" слое скорости возрастают до 6,1–6,3 км/с. Мощность коры варьирует от 8 до 5 км, сокращаясь в области наибольших глубин котловины Уортона и возрастая к периферии.

Скважины глубоководного бурения были пробурены в Кокосовой котловине к западу от зоны разлома Инвестигейтор (скв. 213) и к востоку от нее (скв. 211), близ южного окончания зоны разлома Инвестигейтор в центральной части котловины Уортона (скв. 212), в восточной части этой котловины (скв. 260) и в южной (скв. 256). В основании скв. 256, 260 и 212 лежат базальты раннего мела, образовавшиеся в мелководных условиях (скв. 211), низкощелочные (скв. 260). В основании скважин 256 и 260 базальты перекрыты мелководными осадками раннего мела, в скважинах 211 и 212 — мелководными осадками позднего мела, в скв. 213 — мелководными осадками палеоцена. Базальты скв. 213 и 211 — пузырчатые, излившиеся в мелководных условиях, причем в скв. 213 — высокощелочные, а в скв. 211 — амфиболитовые, т. е. и те и другие не характерны для рифтовых зон. Судя по перерывам в осадконакоплении после отложения мелководных осадков, смена мелководных условий накопления глубоководными произошла раньше всего в восточной части котловины — в позднем мелу (скв. 260), и только в олигоцене в центральной части (скв. 212) и в миоцене в Кокосовой котловине к востоку от разлома Инвестигейтор (скв. 211) и в самой южной части котловины Уортона (скв. 256). Иными словами, погружение развивалось с востока, от Северо-Австралийской котловины, к западу. Затухание магматической активности также шло в западном направлении. Все это плохо увязывается с основанными на хронологической идентификации

линейных аномалий магнитного поля реконструкциями по канонам тектоники литосферных плит. Сами амплитуды погружений аномальны по отношению к предполагаемым по представлениям о термальной контракции плит, что связывается Р. Ларсоном и другими исследователями с аномальным характером строения ложа котловины Уортона [40, Larson et al., 1978]. Не согласуется с представлениями о разнонаправленности движения плит к востоку и к западу от Восточно-Индийского хребта и соответственно с разновозрастности их северных частей единство мощностей Бенгальского и Никобарского конусов выноса, отмеченное выше.

Северо-восточное обрамление Западно-Австралийской котловины представляет Зондский желоб. Это один из самых протяженных краевых желобов Мирового океана. Он протягивается с востока из района о-ва Тимор до Никобарских и Андаманских островов на северо-западе. Желоб на большей части своего протяжения оконтуривается изобатой 5 000 м, в наиболее глубокой средней части — изобатой 6 000 м и максимальная глубина его к югу от о-ва Ява 7209 м. Протяженность желоба, как структуры фундамента, как грабена, значительно больше, так как на востоке его продолжением в структуре фундамента служит желоб Тимор, а на северо-западе — Предгималайский прогиб [26]. На северо-западе структура желоба погребена под толщей осадков Бенгальского конуса выноса, а на востоке — толщей осадков желоба Тимор, в котором глубины менее 3500 м. Ширина Зондского желоба невелика — порядка 55 км по изобате 5 000 м. Еще более узкое (всего 5—9 км) плоское дно желоба выполнено осадочным клином, сложенным турбидитами, перекрывающими толщу "второго" слоя [5]. Зондский желоб сейсмически высокоактивен. На краю ложа Западно-Австралийской котловины Зондскому желобу сопутствует краевой Зондский вал, представляющий собой широкое сводовое поднятие. Массивы Кокосового поднятия — возвышенность Роо и массив о-ва Рождества — находятся в пределах этого краевого вала.

Центральная котловина Индийского океана с примыкающим к ней Бенгальским заливом лежит к западу от Восточно-Индийского хребта. Западным обрамлением этой котловины служит Лаккадивско-Мальдивский хребет, северным — субконтинент Индостана, Индостанская древняя платформа, архейский щит. Шельф Индостана и лежащего близ его южной оконечности о-ва Шри-Ланка очень узок, ширина его большей частью всего несколько километров, но он расширяется у самой южной оконечности Индостана до 130 км, имеет ширину 110 км в неглубоком Полкском проливе-грабене, отделившем докембрийский массив о-ва Шри-Ланка от Индостана в эоцене. Наибольшей ширины достигает шельф, как огромная аккумулятивная терраса, в вершине Бенгальского залива, перед дельтой Ганга и Брахмапутры — до 220 км. В проливе между Бирмой и Андаманскими островами шельф Бенгальского залива смыкается с обширным шельфом Андаманского моря, но вдоль берегов Андаманских и Никобарских островов островной шельф вновь очень узок. Шельф вершины Бенгальского залива прорезан подводным каньоном Ганга ("Бездонная борозда"). Вершина этого каньона заходит

вглубь шельфа почти на 110 км, и врезана в его поверхность на 800 м, обладая шириной около 18 км. Каньон спускается вниз по континентальному склону в юго-западном направлении, примерно под углом 45° к простиранию склона. В нижней части континентального склона, примерно на глубинах около 2 000 м, подножием склона служит гигантский конус выноса, один из крупнейших в Мировом океане — Бенгальский. Это огромное аккумулятивное тело протягивается от 20° с. ш. на юг до 70° ю. ш. на расстояние более 3 000 км. Ширина его около 1100 км. Подводный каньон Ганга на поверхности Бенгальского конуса сменяется системой желобов суспензионных потоков с сопутствующими им прирусловыми валами. Три наиболее значительные русла протягиваются почти до самого южного окончания конуса — до экватора. Параллельно им лежат несколько менее протяженных и ряд погребенных современными осадками русел. Формируется поверхность растущего аккумулятивного тела Бенгальского конуса путем наращивания толщи прирусловых валов и миграции русел и сопутствующих им валов.

Бенгальский конус служит океанским продолжением Бенгальского бассейна осадконакопления суши. Мощность осадков мела и неогена до современных достигает в этом бассейне 16 000 м, под шельфом — 6 000 м и в Бенгальском конусе от 3 000—5 000 м в ближайших к шельфу частях до 2 000—1 000 м в его южной части. Эта мощная осадочная толща маскирует структуру фундамента, но наиболее значительные поднятия его в южной части конуса все же выражены в рельефе в виде хр. Ланка с горой Афанасия Никитина, ориентированного в меридиональном направлении, и Южно-Бенгальского хребта, ориентированного преимущественно также в меридиональном направлении, но в южной части огибающего о-ва Шри-Ланка. Блоковая раздробленность этих горстовых структур фундамента придает им сходство с Восточно-Индийским и Лаккадивско-Мальдивским хребтами. Горстовым поднятием фундамента является также хр. Коморин, отходящий на юг от южной оконечности Индостана — мыса Коморин. Этот хребет служит западным обрамлением южной части Бенгальского конуса и протягивается на юг на расстояние около 830 км, возвышаясь над ложем океана на 1 500—1 000 м.

Осадочное тело Бенгальского конуса состоит из двух толщ, разделенных региональным несогласием, от верхнего палеоцена до среднего эоцена. Формирование нижней толщи началось в раннем мелу и шло непрерывно до палеоцена, в результате чего была сформирована клиноформа акустически прозрачных осадков мощностью до 10 км близ побережья Индостана и до 1 км в юго-восточной части конуса. После перерыва в осадконакоплении в позднем эоцене началось формирование турбидитной слоистой верхней толщи, мощность которой в ближайшей к берегам Индостана части достигает 5 000—3 000 м и до 1 000 м в южной части конуса. Формирование восточной части Никобарского конуса шло параллельно образованию основной части, но в среднем плейстоцене поступление турбидитов на поверхность Никобарского конуса прекратилось, вероятнее всего, в результате развития северной части Зондского желоба, который стал перехватывать суспензионные потоки, ринувшиеся на юг вдоль него. Верх-

няя толща осадков Бенгальского конуса вскрыта буровыми скважинами 217 и 218. Развитие конуса в южном направлении привело к тому, что в плиоцене турбидиты достигли точки скв. 211, лежащей уже южнее аккумулятивной равнины конуса.

В южной части Центральной котловины осадочный покров имеет мощность менее 100 м и местами и вообще прерывается на крутых склонах поднятий фундамента. Глубины в этой части котловины преимущественно больше 5 000 м, но к юго-западу от 22-й параллели ю. ш. начинается постепенный подъем к флангам Австрало-Антарктического и Центрально-Индийского рифтогенальных хребтов и преобладают глубины менее 5 000 м. В силу ничтожной толщины осадочного покрова рельеф дна отражает структуру фундамента, в которой преобладают системы гряд и желобов северо-восточного простирания. Структуры меридионального простирания, подобные хр. Ланка, редки, но с одной из них в районе между 18–20° ю. ш. и близ 78° в. д. связан желоб с глубинами более 6 000 м — это максимальная глубина Центральной котловины. Более значительные по протяженности структуры меридионального простирания лежат на самом западном краю котловины в системе желоба Чагос, где глубины достигают 5350 м.

Со структурами фундамента северо-восточного простирания, пересекающими котловину и служащими продолжениями поперечных разломов срединноокеанического рифтогенального хребта, связана, по-видимому, зона внутришлитовых деформаций, протягивающаяся также в северо-восточном направлении в самой южной части аккумулятивной равнины оконечности Бенгальского конуса — от 8–10° ю. ш. до 3–5° с. ш. [5; 34, Eitrem, Ewing, 1975; 40, Stein, Okai, 1983; Geller et al., 1978; Bergman, 1984]. Ширина этой зоны около 220 км, она представляет собой систему гряд высотой до 500 м с наложенными складками осадочного чехла высотой до 150–200 м, осложненными разрывами. С этой зоной совпадает область относительно высокой сейсмичности и повышенных значений теплового потока. Деформациями затронуты осадки от плиоцена до современных.

К югу от южной границы Бенгальского конуса пробурена скв. 215, вскрывшая толщу осадков от палеоцена до современных, разделенную несогласием периода от среднего эоцена до среднего миоцена. Осадки палеоцена лежат на подушечных толеитовых лавах. Под данным Е.М. Рудича, обстановка осадконакопления в палеоцене в точке скв. 215 не устанавливается однозначно, так как сообщество фораминифер в осадках палеоцена здесь хотя и сходно с позднемиоценовыми и раннепалеоценовыми сообществами шельфовых осадков Западной Австралии, но не содержит планктонных форм, что может указывать на глубину отложения, превышающую глубину карбонатной компенсации [18]. Следовательно, вероятнее всего глубина Центральной котловины была там в палеоцене близка к современной. Продолжающаяся тектоническая активность в зоне структур северо-восточного простирания может служить свидетельством современного формирования либо будущей рифтогенальной системы, либо поднятия, подобного Кокосовому валу Западно-Австралийской котловины.

Глубинное строение коры Центральной котловины — обычное для океанического ложа: под тонким слоем осадков залегает "второй" слой со скоростями 5 км/с мощностью до 2000 м, "третий" слой — 6,4–6,8 км/с с мощностью 3000–5000 м. Суммарная толщина коры — до 5–7 км — примерно такая же, как в Западно-Австралийской котловине [5].

В Центральной котловине намечена система линейных аномалий магнитного поля широтного простирания, идентифицируемых как 21–33 в средней части котловины и как 7–15 на флангах срединноокеанического хребта. Простирание этих аномалий плохо согласуется с простираниями структур срединноокеанического хребта и зон разломов северо-восточного простирания. Так же как система аномалий Западно-Австралийской котловины, эти аномалии вызывают сомнения относительно правильности их корреляции между собой и определения их простираний, не говоря уже о их хронологической идентификации.

Аравийская котловина лежит к западу от Мальдивского хребта. На северо-востоке она ограничена окраиной архейского щита Индостана, на севере — альпийской складчатой системой Макранской впадины, на северо-западе — окраиной Аравийской плиты с байкальским складчатым фундаментом. Южное обрамление котловины образует северо-восточный фланг Аравийско-Индийского рифтогенального хребта и служащего продолжением хр. Восточного Шеба. Дно котловины оконтуривается изобатой 3500 м и представляет собой полого наклоненную к югу равнину. Максимальные глубины находятся в южной части котловины и достигают там 5022 м.

Шельф п-ова Индостан на юге имеет ширину около 70 км, расширяется до 240–280 км в районе Камбейского залива и вновь сужается до 130 км в районе зал. Кач. Внешний край шельфа лежит на глубинах около 200 м. Близ устья р. Инд в него глубоко врезана вершина подводного каньона Инда, проникающая в пределы шельфа на 110 км. Исследованиями А.А. Гагельганца и его коллег [21] установлено, что шельф западной окраины Индостана представляет собой аккумулятивную террасу, сформированную мощной осадочной толщей, которая заполняет прогибы фундамента на краю континентального массива. Ближайший к берегу Западно-Индийский прогиб ограничен со стороны континентального склона поднятием, большей частью уже погребенным под осадочным чехлом, но выступающим в виде невысокого подводного хр. Прасан на поверхности континентального склона на глубинах 2500–3000 м. Вероятным продолжением этого хребта к югу служит хр. Коморин. Поверхность фундамента в Западно-Индийском прогибе ассоциируется с поверхностью трапов Декана, погруженной по системе ступенчатых сбросов. Мощность надтрапового осадочного комплекса — от палеоцена до эоцена — в южной части шельфа порядка 2000 м, возрастает в северном направлении и превышает 6000 м в районе Камбейского залива, где прогиб смыкается с Камбейским прогибом суши. Далее к северу, в районе зал. Кач, Западно-Индийский прогиб смыкается с южной частью Нижнеиндского прогиба континента, и там мощность осадочной толщи также превышает 6000 м.

К западу от хр. Прасан к нижней части континентального склона примыкает Лаккадивское поднятие северной части Мальдивского хребта, оконтуриваемое с запада изобатой 3 000 м. На основании данных, полученных при сейсмическом зондировании и бурении скв. 219 [21, 46 Naini, Talwani, 1983], можно сделать вывод, что Индийская платформа продолжается в пределы Лаккадивского поднятия. Заслуживает особого внимания тот факт, что в скв. 219 вскрыты риолитовые туфы фундамента, имеющие возраст 62 млн. лет и сходные с риолитовыми туфами траппов Деккана (65 млн. лет).

Поверхность континентального склона в районе зал. Кач и дельты Инда образует широкий выступ — конус выноса Инда. Поверхность этого конуса прорезают долина Инда и многочисленные русла суспензионных потоков с их прирусловыми валами. Аккумулятивная равнина конуса Инда спускается на юг до 10-й параллели ю. ш., сменяясь неширокой абиссальной Аравийской равниной, протягивающейся вдоль фланга Аравийско-Индийского хребта на глубинах порядка 4600 м. К югу от нее начинается характерный грядовый рельеф фланга рифтогенального хребта. В юго-восточном углу котловины в пределы ее ложа врезаны желоба поперечных разломов, пересекающих Аравийско-Индийский хребет.

Мощность осадочной толщи конуса Инда на значительном пространстве его нижней, пологоравнинной части, более 4 000 м, а вблизи подножия континентального склона даже более 8 000 м. Наряду с конусом выноса Ганга, это одно из крупнейших аккумулятивных тел океана.

В восточной части конуса Инда его равнинную поверхность нарушает невысокий подводный хр. Лаксми (хр. Федынского). Он протягивается в северо-западном направлении, оконтурен изобатой 3500 м. Этот хребет отвечает крупному горстовому поднятию фундамента, на большем своем протяжении погребенному толщей осадков. Сбросовым уступом, обрамляющим поднятие, отвечают параллельные им аномалии магнитного поля сравнительно малой интенсивности. Там, где хребет выражен в рельефе дна, его плоскую вершинную поверхность покрывает слой осадков мощностью до 550 м. По строению коры хр. Лаксми, как считают Б. Нани и М. Талвани [46], сходен со строением коры таких микроконтинентов, как плато Агульяс, Рокколл, Галиция, Флемиш-Кап, Поркьюпайн, Маскаренский хребет. Мощность коры хр. Лаксми около 18 км. Структуру хр. Лаксми можно рассматривать либо как северное продолжение Мальдивского хребта, также имеющего континентальное строение, либо как его аналог, более выдвинутый в сторону океана. Таким образом, погружающаяся в западном направлении подводная окраина Индостана образует три ряда поднятий: поднятие Прасан, Лаккадивское поднятие северной части Мальдивского хребта и поднятие Лаксми.

Прогиб между Лаккадивским поднятием и поднятием Лаксми получил название Восточного бассейна Аравийской котловины. Глубины океана здесь от 1850 м на востоке до 4300 м на западе. Мощность осадочной толщи возрастает от 300 м над выступами фундамента до 4 000 м над понижениями его в общем довольно ровной поверхности. Строение земной коры по данным сейсмического зондирования, по мнению Б. Наи-

ни и М. Талвани, весьма сходно со строением коры Индийского щита, хотя мощность основных слоев коры в целом (примерно 14 км) вдвое меньше, чем на континенте. Отсутствием линейных аномалий Восточный бассейн напоминает области спокойного поля к югу и к западу от Австралии. Достаточно обоснованным является представление о продолжении здесь погруженной окраины континента, переработанной в процессе океанизации.

Западный бассейн котловины, к западу от хр. Лаксми, характеризуется глубинами дна от 3400 до 4300 м. Аккумулятивная равнина подстилается толщей осадков мощностью от 1300 до 4200 м. Строение земной коры по данным сейсмического зондирования и здесь очень сходно со строением коры Индийского щита, но мощность коры 8 км — еще меньше по сравнению с континентом. Если основываться на представлениях о сходстве строения земной коры Западного бассейна с континентальными и учитывать неизбежность сокращения ее общей мощности в процессе океанизации, как это считают В.В. Белоусов [2, 3] и Д. Фалви и М. Миддлтон [35, Falvey, Middlton], то логичным будет вывод о продолжении погруженной и претерпевшей океанизацию окраины Индийского щита в область и Западного бассейна. Однако там установлена система линейных аномалий магнитного поля от 20-й до 28-й в западной половине и от 23-й до 24-й в восточной. Аномалии эти имеют широтное простирание, что, в общем, не очень согласуется с представлением и их рифтогенальной природе, так как ось рифта Аравийско-Индийского хребта ориентирована в северо-западном направлении. Тем не менее убежденность в рифтогенной природе этих аномалий привела Б. Наини и М. Талвани к выводу об океанической, рифтогенной природе коры Западного бассейна [46, Naini, Talwani].

Скважины 220 и 221 были пробурены в Восточном бассейне Аравийской котловины. В основании разреза обеих скважин вскрыты пузырчатые, т. е. излившиеся в мелководных условиях, базальтовые лавы. Они перекрыты осадками от эоцена до современных. Судя по характеру осадков, погружения начались уже в эоцене. Скорость осадконакопления менялась: замедлялась (скв. 220), отражая погружение Мальдивского хребта, и возрастала (скв. 221), отвечая усилению сноса обломочного материала с Индостана, главным образом пра-Индом [19].

Вблизи западной окраины Аравийской котловины в ее пределы входит одна из крупнейших зон разлома Индийского океана — зона Оуэн. Вдоль этой зоны происходит смещение оси рифтогенального хр. Восточного Шеба на 320 км к северу относительно оси Аравийско-Индийского хребта. Вдоль зоны разлома располагается ряд блоковых поднятий, осложненных вулканическими надстройками, и желобов-грабенов. Наиболее крупным глыбовым поднятием на этой зоне разлома в Аравийской котловине является хр. Меррей в северной ее части, прорывающийся к континентальному склону, и, вероятно, связанный со структурами альпийского складчатого сооружения Сулейман-Киртара, лежащего вдоль западного края Нижнеиндусского прогиба.

Склоны хр. Меррей оконтурены изоботой 3000 м, высота его от 1500 до 2500 м, а минимальная глубина над одной из его вершин 408 м.

У подножия его восточного склона лежит желоб с глубинами более 4 000 м (максимальная глубина 4286 м). Вся зона разлома Оуэн в пределах Аравийской котловины высоко сейсмична, и ее северное продолжение совпадает с сейсмически активной зоной континента. По типу разреза земной коры глыбовые поднятия зоны разлома Оуэн сходны с поднятиями восточной окраины Аравийской котловины: они характеризуются повышенными мощностями основных слоев и суммарной мощностью коры большей по сравнению с обычной для ложа океана. Зона разлома Оуэн с ее глыбовыми поднятиями фундамента служит ограничением двух краевых прогибов Аравийской котловины: Приаравийского и Макранского, расположенного в котловине Оман.

Шельф зал. Оман очень узок — всего несколько километров — и представляет собой абразионно-аккумулятивную террасу на осложненном ступенчатыми сбросами фланге восточной части молодого (альпийского) складчатого сооружения антиклинория Загроса-Макрана. Континентальный склон сравнительно полого спускается ко дну котловины с глубинами более 3 000 м (максимальная 3675 м). Ложе котловины представляет собой абиссальную равнину, подстилаемую толщей осадков мощностью более 8 000 м [21]. Континентальный склон отвечает поверхности аккреционной осадочной призмы мощностью около 7 000 м, перекрывающей прогнутую поверхность фундамента, которая, по мнению Р. Уайта и К. Лоудена — сторонников представлений о субдукции [46, White, Louden], пододвигается под край континентальной литосферной плиты. Ложе котловины Оман представляет собой абиссальную равнину, подстилаемую толщей осадков мощностью до 10 000 м [21].

К югу от зал. Оман шельф Аравийского полуострова расширяется до 35—55 км. Очертания берега следует ортогональной системе разломов, сопутствующих погружению окраины Аравийской плиты. Континентальный склон очень крут и падает до глубины порядка 3 000—3 500 м в северной части побережья и до 4 000 м в южной. Заключенный между континентальным склоном и зоной разлома Оуэн Приаравийский прогиб фундамента перекрыт толщей осадков мощностью более 5 000 м.

В Приаравийском прогибе были пробурены скв. 222, 223 и 224. Вскрытые скв. 224 пузырчатые лавы трахибазальтов палеоцена перекрыты мелководными осадками эоцена, сменяющимися относительно глубоководными осадками в олигоцене [18].

ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР

Этот сектор Индийского океана ограничен на востоке системой срединноокеанических хребтов — Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Африкано-Антарктического, а на западе — континентом Африки. Восточная окраина Африканского континента представлена структурами древней Африкано-Аравийской платформы. В зоне перехода к ложу Индийского океана окраина платформа раздроблена ступенчатыми сбросами, вдоль которых в процессе интенсивного погружения в позднем мезозое — кайнозое развились прогибы и грабены, заполнявшиеся мощными осадочными толщами [25].

Западный сектор по сравнению с другими секторами характерен большей неоднородностью дна, обусловленной существованием здесь многих глыбовых поднятий фундамента и вулканических гор. Наиболее значительны Маскаренский и Мадагаскарский хребты, Мозамбикское плато и плато Агульяс, хребты Чейн и Амирантский, острова Космоledo, Коморские и Фаркуар. Этими поднятиями дна Западный сектор океана разделяется на котловины Сомалийскую, Маскаренскую, Мадагаскарскую, Мозамбикскую с впадиной Мозамбикского пролива, Транскей и Агульяс.

Сомалийская котловина занимает северную часть сектора. Ее южное обрамление образует группа Коморских островов, Северное окончание Мадагаскара, Амирантский хребет и северное звено Маскаренского хребта. На окраине Африканского континента шельф вдоль берегов Сомали, Кении и Танзании очень узок, но континентальный склон довольно широк и полого спускается к ложу котловины, лежащему на глубинах более 5 000 м. В южной части континентальный склон Кении и Танзании переходит в очень широкое континентальное подножие с глубинами от 3500 до 5 000 м. Близ Аденского залива континентальный склон образует острый выступ с о-ва Сокотра. Этот остров — фрагмент континентального массива. Он является частью юго-восточного крыла Аравийско-Сомалийской антеклизы, отделившейся от нее лишь в миоцене. Выступ склона у берегов Танзании связан с горстовыми поднятиями островов Плиба, Занзибар и Мафия.

Периокеанические прогибы и грабены суши и подводной окраины континента заполнены толщами осадков от триаса до юры. По данным В. Шотта, А. Брансона и А. Тюрпи [8], мощность осадочных толщ на побережье Сомали более 2 000 м, до 10 000 м у берегов Кении и до 6 000—9 000 м у берегов Танзании. Примерно половину — треть этих толщ составляют наземные отложения типа формации Карру, накопление которых на юге, в Мозамбике и на Мадагаскаре завершилось формированием базальтовых покровов. За этим последовало накопление уже морских, но преимущественно мелководных осадков, начавшееся в средней юре — раннем мелу и свидетельствующее о крупномасштабных и интенсивных погружениях окраин континента. Именно в это время сформированы основные черты морфологии континентальной окраины Сомалийской котловины [6]. По данным сейсмического профилирования, производившегося здесь Е. Банс, М. Лангсетом, Р. Чейзом и М. Юингом [40, Bunce et al., 1967], Е. Банс и П. Молнар [40, Bunce, Molner, 1977], а позднее Ф. Рабиновичем, М. Коффином и В. Фалви [45], мощность осадочной толщи в пределах континентального склона весьма велики и в нижней его части местами достигает 6 000—7 000 м. При этом неуплотненный осадочный чехол состоит из двух толщ: верхняя — слоистая, сложенная в значительной мере турбидитами, и нижняя, акустически прозрачная. Нижняя толща характеризуется Ф. Рабиновичем и его коллегами скоростями сейсмических волн 2,2 км/с. Их подстилает слой со скоростями 3,5—5,3 км/с, диапиры которого протыкают нижнюю толщу. Этот самый нижний, по-видимому, тоже осадочный слой может быть ассоциирован со слоем, выявленным на дне Сомалийской котловины зондированием по

методу преломленных волн Т. Франсисом, Д. Дэвисом и М. Хиллом [8] и прослеженным методом глубинного сейсмического профилирования Л.И. Коганом вплоть до фланга Аравийско-Индийского хребта [11]. Строение нижней толщи осложнено в верхней части континентального склона не только диапирами, но в нижней части склона еще и оползневыми структурами. Наличие диапиров привело Ф. Рабиновича и его коллег к выводу об участии в составе осадочного чехла в районе побережья Сомали и Кении от 1° с. ш. до 5° ю. ш. эвапоритов. Известно, что толща раннеюрских эвапоритов мощностью до 3 000 м участвует в строении осадочного заполнения прибрежного прогиба в Танзании и еще южнее — в Мозамбике. В направлении к центру Сомалийской котловины верхняя слоистая толща утончается и резко сокращается в мощности за седиментационными барьерами глыбовых хребтов фундамента, ориентированных примерно параллельно простираниям континентального склона. Наиболее ярко выражен хр. Чейн на южном окончании зоны разлома Оуэн протяженностью около 740 км и высотой до 2 000 м при ширине всего в несколько километров. Менее выражены в рельефе дна, будучи погребены почти полностью покровом осадков, хр. Мориса Хилла, являющийся северным продолжением Амирантского хребта, и три хребта фундамента к югу от хр. Чейн, исследованные Е. Банс и П. Молнардом [40, Bunce, Molner, 1977]. Все эти хребты лишены сколько-нибудь заметных магнитных аномалий и асейсмичны. Основываясь на соотношении рельефа фундамента со структурой чехла Е. Банс и ее коллеги [46, 1977] считают, что формирование этих хребтов началось одновременно с накоплением нижней толщи осадочного чехла. Образцы магматических пород, полученные со склонов хр. Чейн (габбро) и Амирантского (базальты), имеют примерно одинаковый позднемеловой возраст (соответственно $89 \pm 4,5$ и 82 ± 16 млн. лет).

Задержанная этими хребтами масса турбидитов образует аккумулятивное тело Сомалийской абиссальной равнины в западной части котловины. Поверхность равнины лежит на глубинах 5084—5104 м. К востоку от нее поверхность дна лежит на более низком уровне — отмечены глубины до 5340 м. Аномально большие глубины свойственны Амирантскому желобу вдоль западного склона Амирантского хребта — до 5477 м. Образование этого желоба можно связывать с эрозионной деятельностью придонного течения, благодаря чему на дне здесь обнажаются осадки позднего мела (кампан), обнаруженные Д. Мейсоном, Р. Киддом и Д. Робертсом [34, Masson et al., 1982], а сам желоб представляет собой, по видимому, эрозионную промоину.

Нижняя толща осадочного чехла сохраняет свою значительную толщину — от 3 000 м на западной окраине котловины до 500—700 м в центральной и восточной части ее. Это устанавливается по упоминавшимся выше результатам зондирования по методу преломленных волн и в особенности по результатам глубинного сейсмического профилирования. Поверхность подстилающего фундамента обладает сравнительно простым рельефом, ничего общего не имеющим с грядовым рельефом рифтогенального Аравийско-Индийского хребта. Характерны сбросы небольшой

амплитуды, сводово-глыбовые поднятия, крупнейшему из которых в рельефе дна отвечает возвышенность Мэдингги с глубиной под ней 2257 м. Особенно же примечательны глубокий прогиб фундамента, заполненный 1 000-метровой толщей осадков, и крупные глыбовые дислокации на контакте ложа котловины с западным флангом Аравийско-Индийского хребта. Этой зоне дислокаций сопутствуют аномалии магнитного поля более интенсивные, чем на фланге хребта [8]. Для ложа Сомалийской котловины характерно мозаичное магнитное поле. Строение земной коры здесь соответствует обычным стандартам коры океанического типа, но нижняя толща осадочного чехла в сущности служит продолжением посткарруских юрско-меловых толщ восточной окраины Африки, тогда как "второй" слой (3,5–5,3 и 4,4–5,3 км/с) может быть сопоставлен со свитой Карру.

В Сомалийской котловине были пробурены глубоководные скважины 234, 235 и 236 в северной и 240 и 241 в южной части. Наиболее интересны результаты бурения скв. 235, 236, 241, достигающие базальтов акустического фундамента. Пузырчатые, излившиеся в мелководных условиях, базальтовые лавы миоцена скв. 235, и позднего палеоцена в скв. 236, а также мелководные отложения (перемежающиеся косослоистые песчаники и градиционно-слоистые аргиллиты) кампан-турона в скв. 241 свидетельствуют о региональных погружениях дна Сомалийской котловины [18]. Результаты сейсмостратиграфического анализа по району скв. 241, приведенные Ф. Рабиновичем, М. Коффином и Д. Фалви [45, Rabinovitz et al., 1983], показали, что верхняя толща осадочного чехла (1,8 км/с) отвечает отложениям от миоцена до современных, кровля нижней толщи — эоцен-олигоценовому несогласию, а сама она (2,2 км/с) — отложениям сеномана. Подстилающая их толща стратифицированных пород мощностью до 4 000–5 000 м, очевидно, может быть сопоставлена с юрско-меловыми отложениями серии Карру. Предположения о возможности продолжения морских аналогов этой серии на всем пространстве Сомалийской котловины высказывалось в 1975 г. В. Шоттом, Дж. Брансоном и А. Тюрше. В свете этого Сомалийская котловина должна рассматриваться как одна из более древних областей морского осадконакопления в Индийском океана, подобно Северо-Австралийской котловине. Вместе с тем, по данным М. Флауэра и Д. Стронга [31, Flower, Strong, 1969], базальты Коморских островов содержат ксенолиты осадочных и метаморфических пород континентального типа. К востоку продолжением этой группы островов служит гора с рифом Гейзер и о-ва Глорьез, а к северу от них возвышенность Уилкс с глубиной над вершиной 924 м и горы, вероятно, также вулканического происхождения с венчающими их атоллами о-вов Космоledo. Горстом докембрийского фундамента является о-в Жуан-ди-Нова в Мозамбикском проливе. Атолл Фаркуар, риф Провиденс и вершина горы Антон Бруун лежат на северном подводном окончании Мадагаскарского хребта. Атоллами являются и острова на гребне Амирантского хребта, который в целом, вместе с северным продолжением — хр. Морис Хилл, следует рассматривать как горстовый хребет фундамента.

Впадина Мозамбикского пролива лежит между Мозамбикским выступом докембрийского фундамента Африканской платформы и докембрийским же массивом о-ва Мадагаскар. Формирование впадины началось в поздней перми и сопровождалось разломами по обеим сторонам Мозамбикского пролива вплоть до конца мела. Окончательное оформление структуры впадины Мозамбикского пролива, как грабена между докембрийскими глыбами, относится уже к палеогену и неогену [25]. Дно пролива лежит на глубинах менее 3 000 м, его склоны со стороны континента и Мадагаскара круты. Шельф Мозамбика узок, но расширяется близ устья Замбези, и в районе Бейры, отмечая развитие там крупного бассейна осадконакопления, мощность осадочных образований от юры—мела, включающих эвапориты до четвертичных, достигает там 11 000 м [6, Kent, 1978]. Велика толща аналогичных осадочных образований Западного Мадагаскара — до 7 000 м. В низах этой толщи в Мозамбике и на Мадагаскаре лежат раннемеловые базальтовые покровы Карру (лавы Дракенберг), прослеживаемые как акустический фундамент под дном Мозамбикского пролива [27, Beek, Lehner, 1974] и достигнутые на Мозамбикском плато в скв. 249 и 248 к югу от пролива (рис. 9). Мелководные условия осадконакопления сохраняются в пробуренной в северной части пролива скв. 242 примерно до конца раннего олигоцена и лишь после этого там происходит интенсивное погружение. О начале крупных погружений в южной части Мозамбикского пролива лишь в позднем миоцене свидетельствуют результаты бурения скв. 248, хотя признаки сходства морской фауны Мадагаскара с фаунами Южной Африки, Кении и Эфиопии в юре говорят о морских трансгрессиях в область пролива уже в юре. На базальтах Карру лежат мелководные осадки пата—альба в Мозамбике, альба — в скв. 249 на Мозамбикском плато, маастрихта и палеоцена в скв. 248 к югу от Мозамбикского пролива. На Мадагаскаре базальты Карру относятся к позднему мелу и началу палеогенового времени.

Дно пролива выстилает толща осадков мощностью более 1 000 м в северной части и более 1 800 м в конусе выноса р. Замбези в южной части пролива. Поверхность этого конуса пререзает русло подводного каньона Замбези, спускающееся на юг вплоть до 30° ю. ш. до питаемой выносимыми им турбидитами Мозамбикской абиссальной равнины. Несмотря на значительную толщину осадочного чехла, его прорывают поднятия фундамента: плиоцен-плейстоценовые вулканические горы — острова Бассас-да-Индия и Европа в южной части пролива, гора — о-в Жуан-ди-Нова — горст докембрийского фундамента на восточном борту пролива, а также хр. Деви — цепочка узких гребней, выступов над осадочной толщей горстовых поднятий фундамента вдоль зоны разлома, протягивающейся по 42-му меридиану в. д. от 19-й параллели ю. ш. на юге до 9-й параллели ю. ш. на севере. Наиболее высокие гребни — это банка Пейсли и Сент-Лазарус у берегов Мозамбика. С хр. Деви не связаны аномалии магнитного поля, и в этом, как и по своей морфологии, он сходен с упоминавшимися хребтами фундамента Сомалийской котловины. Южное продолжение зоны разлома Деви предполагают либо в глубокой долине каньо-

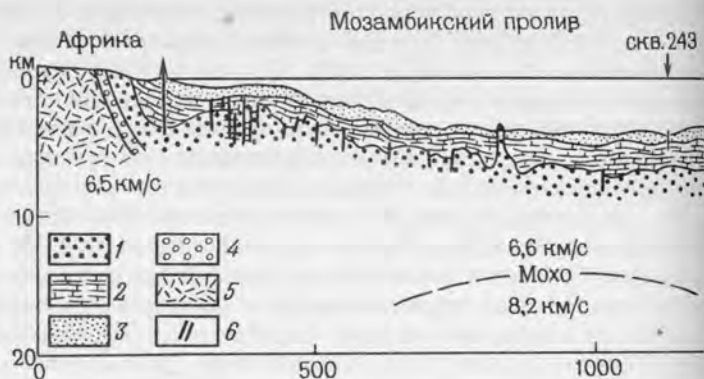


Рис. 9. Структурный профиль Мозамбикского пролива. По Р. Беку

1 — кайнозойские отложения; 2 — пермско-мезозойские отложения; 3 — мент; 4 — разломы

на Замбези, либо в крутом сбросовом уступе юго-западного края Мадагаскара. Мелководные осадки эоцена, вскрытые на хр. Деви скв. 242, свидетельствуют о недавних погружениях. Разлом Деви до сих пор сейсмически активен.

Мозамбикская котловина к югу от пролива ограничена с востока подводным Мадагаскарским хребтом, а на западе Мозамбикским крайним плато. Ложе котловины полого погружается в южном направлении от глубин 3 000–3 500 м до глубины более 5 500 м близ северо-западного фланга Африкано-Антарктического хребта. При этом северная половина ложа котловины представляет собой аккумулятивную равнину конуса выноса Замбези, мощность осадочной толщи которого более 1 800 м, переходящую в абиссальную равнину с глубинами чуть более 5 000 м и толщиной осадочного чехла 500–1 000 м. За фронтом аккумулятивной равнины мощность осадочного покрова уже менее 500–300 м, и рельеф дна расчленен системой разломов, пересекающих Африкано-Антарктический хребет и выходящих за пределы его северо-западного фланга. Эти разломы ориентированы в северо-северо-западном направлении. Некоторые из них обуславливают морфологическое обрамление котловины, ибо ими определены почти прямолинейные сбросовые уступы по восточному краю Мозамбикского плато и по западному краю Мадагаскарского хребта. Вместе с тем морфология акустического фундамента котловины значительно проще наблюдаемой на фланге Африкано-Антарктического рифтогенального хребта. Придонные течения, направленные к северу, вызывают размыв и переотложение донных осадков с образованием дюн вдоль склона Мозамбикского хребта. Течения обратного направления эродировать склоны Мадагаскарского хребта. Вскрытые скв. 250 в южной половине котловины мелководные осадки позднего мела свидетельствуют о принадлежности этой котловины к поясу послемеловых погружений по



и П. Ленеру (1974 г.)

3 — базальты Карру; 4 — серия Карру; 5 — докембрийский фунда-

периферии Африканского континента. Эти осадки лежат на базальтах позднего мела (89 ± 6 млн. лет), которые можно сопоставить с базальтами Карру.

Мозамбикское плато образует обширный выступ континентального склона к югу от берегов Мозамбика. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах порядка 2 000 м, а подножия его склонов оконтуриваются изобатой 4 000 м. Блоковая структура плато определена системой разломов, формирующих его склоны. Особенно четко выражен крутой сбросовый уступ восточного склона плато. Напротив, западный склон пологий и постепенно переходит к ложу широкой долины Натал. На южном побережье Мозамбика этому плато отвечает прогиб Мозамбикского бассейна, где более 3 000 м осадков от неокома лежат на базальтах Карру. Их толща продолжается под шельфом и вершинной поверхностью Мозамбикского плато. Мощность осадочного покрова в южной части Мозамбикского плато около 400–700 м. Вскрытые скв. 249 мелководные осадки неокома лежат на излившихся в мелководных условиях же базальтах, являющихся, так же как и базальты Мозамбикского пролива, продолжением базальтов Карру. Правда, они отличаются от них по химическому составу более близкому к океаническим толеитам, хотя и иному, чем у базальтов Мозамбикской котловины [39, Simpson, Schlich et al., 1974].

Анализ результатов глубинного сейсмического зондирования на Мозамбикском хребте, проведенный П. Четти и Р. Грином [49, Chetty, Green, 1974], свидетельствует о близком к континентальному типу земной коры под Мозамбикским плато (мощность 22 км, в состав ее входят слои со скоростями 5,65 км/с, 5,8 км/с, 6,9 км/с), но все же отличающемся от нее ввиду несколько меньшей мощности коры и ее основных слоев, а также появлением в низах ее слоя со скоростями около 7 км/с. Однако континентальная природа Мозамбикского плато ни у кого из исследовате-

лей до сих пор не вызывает сомнения [39, Simpson, Schlich et al., 1974].

Котловина Транскей лежит между окраиной Южной Африки и Мозамбикским плато, а на юге ограничена поднятием плато Агульяс. Шельф Транскей очень узок, а континентальный склон, обусловленный сбросом, крут. Ложе котловины наклонено к югу и глубины на нем возрастают от 3 000 м на севере в долине Натал до 4600 м в южной части котловины.

Наклонная равнина ложа долины Натал отвечает кровле аккумулятивного шлейфа, сформированного выносами рек Замбези, Сави и Лимпопо. Южнее она переходит в абиссальную равнину, под которой мощность аккумулятивного тела от 1300 до 500 м. Строение и мощность (8 км) коры в котловине отвечает стандартным представлениям об океанической коре, хотя скорости сейсмических волн во "втором" слое (4,5 км/с) мощностью 700–1800 м могут быть ассоциированы с породами серии Карру. На формирование осадочной толщи котловины Транскей большое влияние оказывает придонное течение, проходящее с запада через пролив Агульяс и пересекающее южную часть котловины в восточном направлении. С его деятельностью связано образование крупных аккумулятивных тел вблизи подножия континентального склона и вблизи основания северного склона плато Агульяс в проливе Агульяс и флювиоаккумулятивного хребта в котловине Транскей примерно вдоль 35-й параллели ю. ш.

Плато Агульяс, замыкающее котловину Транскей на юге, отделено от окраины континента проливом Агульяс с глубинами более 4500 м. Континентальный шельф Южной Африки в этом районе расширяется до 360 км, образуя банку Агульяс. В строении этой банки участвует поднятие докембрийского фундамента (свод Агульяс) и широкий прогиб фундамента — бассейн Агульяс, заполненный толщей морских мезозойских и кайнозойских осадков (от юры и более поздних) мощностью 4 000–5 000 м. Южный край этого бассейна обрушен по сбросу континентального склона.

Плато Агульяс — обширное блоковое поднятие, оконтуриваемое изобатой 4 000 м. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах от 2 000 до 2 500 м, но примерно в центре ее находится подводная гора с вершиной, поднимающейся до глубины менее 800 м. Рельеф вершинной поверхности хорошо выровнен на большем ее пространстве, но сложно раздроблен в северной трети ее, где колебания глубин над отдельными блоками более 1 500 м. Полоса неровного дна протягивается также в северо-восточном направлении через осевую часть плато, и именно к ней приурочена гора с глубиной менее 800 м. Рельеф вершинной поверхности тесно связан со строением осадочного чехла, морфологией и глубинным строением фундамента. Исследования Б. Тухолке, Р. Хоутца и Д. Баррета [40, Tucholke et al., 1981], Р. Аллена и Б. Тухолке [34, Allen, Tucholke, 1981] и Б. Тухолке и Дж. Карпентера [33, Tucholke, Carpenter, 1977] показали, что осадочный покров плато Агульяс имеет толщину более 1 000 м на выровненной части вершинной поверхности. Толщина покрова подвержена резким колебаниям от 1 000 м до полного обнажения фундамента

в раздробленной северной части и на склонах плато, эродированных придонными течениями. Фундамент основной части плато выровнен абразией, но в его структуре сохранились сбросовые уступы небольшой амплитуды, не захватывающие толщу осадочного чехла. Зона неровного рельефа дна совпадает с полосой неровного рельефа фундамента. Сложно раздробленный рельеф северной трети является отражением дробления фундамента, причем структура осадочного чехла отчасти нарушена этим дроблением, отчасти определена заполнением впадин между блоками и сползанием осадков с крутых склонов. Осадочный чехол сложен осадками сеномана и маастрихта, образцы которых были получены грунтовыми трубками, и более поздними. В глубинном строении фундамента плато по результатам сейсмического зондирования выделяются три типа коры: 1) близкий к континентальному, но с редуцированной мощностью в целом и в основных слоях (мощность коры около 18 км, слой 6,86–7,13 км/с – 7,9 км, слой 5,8–6,4 км/с – 4,3–7,7 км, слой 3,85–5,6 км/с – 2–6 км), 2) близкий к океаническому, но увеличенной мощности (мощность коры 11–12 км, слой 5,8–6,4 км/с отсутствует) и 3) переходный между ними (мощность коры 13–16 км, слой 5,8–6,4 км/с присутствует, но мощность его сокращена до 3–5 км). Первый тип отвечает участку выровненного фундамента, интерпретируемого как малоизмененный блок докембрийского континентального массива. Второй и третий относятся к сложно раздробленной северной части плато и к зоне неровного рельефа фундамента в осевой части плато, строение которых объясняется Б. Тухолке и его коллегами как результат растяжения и базальтовых интрузий в рифтовой зоне.

Все три типа коры, отмеченные для различных частей морфологически единого массива плато Агульяс, отмечаются также по отдельности для многих поднятий океанского дна — краевых плато, микроконтинентов, асейсмичных хребтов и возвышенностей. В силу неоднозначности сейсмических данных природа таких поднятий из-за недостатка геологических данных интерпретируется исследователями в значительной мере в зависимости от принятой ими концепции развития океанических областей. Пример плато Агульяс замечателен тем, что для него были получены данные о вещественном составе фундамента. Драгировками собраны образцы метаморфических пород континентального типа — кварцево-палеовошпатовых гнейсов и кристаллических сланцев от зеленосланцевой и амфиболитовой фаций до гранулитовой фации, с возрастом от 1 млрд. лет до 450–600 млн. лет, т. е. докембрийских и раннепалеозойских, подобных метаморфическим породам Южной Африки и Гондваны в целом. Это дает основание для уверенных представлений о континентальной природе плато Агульяс и о начальных стадиях его переработки в процессе океанизации (что кажется более вероятным) или рифтогенеза (что менее правдоподобно). Учитывая сказанное, можно более уверенно интерпретировать сходные результаты сейсмического зондирования по другим поднятиям океанского дна, в частности — по Мадагаскарскому хребту.

Мадагаскарский хребет (или плато) лежит к югу от Мадагаскара, связан с ним общим цоколем, оконтуриваемым изобатой 4 000 м, и

протягивается на юг примерно до 36° ю. ш., где примыкает к северо-западному флангу Африкано-Антарктического хребта. Протяженность его около 1100 км, ширина около 460 км. Вершинная поверхность хребта выровненная, платообразная, лежит на глубинах более 2500 м и поднимается до глубин менее 1000 м. В районе $33-35^{\circ}$ ю. ш. лежит отшель Уолтерс с отдельной горой-банкой Уолтерс, глубина над которой менее 20 м. В сущности, хребет является прямым продолжением докембрийской глыбы Мадагаскара, хотя вершинная поверхность его отделена от шельфа этого острова прямолинейным сбросовым уступом высотой около 1700 м. Вершинная поверхность северной половины хребта (до 32° ю. ш.) обладает сравнительно сложным рельефом, амплитуда колебаний глубин здесь порядка 1500 м. В этом отношении эта часть хребта похожа на северную часть плато Агульяс. Вершинная поверхность южной половины хребта выровненная, за исключением нескольких небольших пиков, как упоминавшаяся банка Уолтерс. Западный склон хребта прямолинеен и обрывист. В юго-западной части его лежат три подводных горы с глубинами около 1000 м. Восточный склон, напротив, пологий, с двумя массивными выступами — очертания этого склона осложнены зонами разломов северо-восточного простирания. Севернее островной склон самого Мадагаскара, обусловленный сбросом большой протяженности, представляет собой крутой и прямолинейный уступ высотой до 4000 м.

Осадочный покров хребта обладает наибольшими мощностями (до 300—400 м) на вершинной поверхности в южной части ее и до 1300 м в северной части, а также в нижней части восточного склона хребта. Западный и южный склоны хребта почти лишены осадочного покрова, размываемого придонными течениями и оползающего по сбросовым уступам. Поверхность акустического фундамента, характеризующегося скоростями сейсмических волн, порядка 4,2—5,9 и 4,5—6,2 км/с, выровнена абразией на вершинной поверхности южной половины хребта и сложно раздроблена в северной его части.

Глубинное строение фундамента хребта, по данным М. Синха, К. Лодена и Б. Парсона [36, Sincha et al., 1981], близко к континентальному: мощность коры около 22 км, в составе коры слои 4,2—5,9 и 4,5—6,2 км/с имеют толщину до 5,3 км, слой 6,9—7,1 км/с — 9,5 км. Однако указанные исследователи интерпретируют полученные данные, как характеризующие утолщенную кору океанического типа ввиду слишком малой, по их мнению, толщины слоя 4,4—6,2 км/с и присутствия в основании коры слоя со скоростями 6,9—7,1 км/с, который, по их мнению, не характерен для континентов. Сопоставляя их результаты с описанными выше данными по глубинному строению плато Агульяс, учитывая большое сходство в строении обоих поднятий, можно отдать предпочтение представлению о континентальной природе фундамента Мадагаскарского хребта, кора которого редуцирована в южной части и в большей мере переработана, раздроблена и, видимо, интродуцирована базальтами в северной части.

При бурении скв. 246 на вершинной поверхности в южной половине Мадагаскарского хребта обнаружены под глубоководными осадками

(от современных до среднего миоцена) мелководные осадки (от раннего миоцена до раннего эоцена). Судя по этому, погружение континентального массива Мадагаскарского хребта произошло в конце раннемиоценовой эпохи [18]. Породы кристаллического фундамента Мадагаскара или самого Мадагаскарского хребта являются источником терригенных компонентов этих осадков.

Маскаренская и Мадагаскарская котловины лежат к востоку от Мадагаскара и Мадагаскарского хребта и ограничены с востока Маскаренским хребтом и северо-западным флангом Африкано-Антарктического хребта.

Дно Маскаренской котловины лежит на глубинах порядка 4500—4900 м и лишь в самой южной части, между Мадагаскаром и о-вом Реюнион, в желобе Реюнион северо-западного направления глубины превышают 5500 м. Западная часть ложа котловины представляет собой абиссальную аккумулятивную равнину, выстланную турбидитами Мадагаскара. Узкие полосы аккумулятивных абиссальных равнин протягиваются в восточной части, вдоль подножия Маскаренского хребта, но в центральной части котловины поверхность ложа сложно расчленена на гряды, ориентированные в северо-восточном направлении и связанные, по-видимому, с продолжением системы поперечных разломов Центрально-Индийского хребта. В центральной части котловины лежит подводная вулканическая гора с поднятым атоллом Тромлен. В северной части находится гора с коралловым островом Агалега, в южной — гора Лаперуза и несколько поднятий, образующих ориентированный в северо-восточном направлении невысокий и узкий хр. Вишшоу.

Ложе Маскаренской котловины выстилает осадочный покров мощностью более 700 м в абиссальных равнинах и восточной части ложа, но менее 200 м в средней части котловины. Осадочный чехол состоит из двух толщ: верхняя, стратифицированная, представлена по данным бурения скв. 239 [39, Simpson, Schlich et al., 1974] турбидитами миоцена—плейстоцена, нижняя — акустически прозрачная — пелагическими, весьма вероятно, мелководными осадками верхнего мела (кампан — маастрихт) — олигоцена, лежащими на базальтах. В составе этого слоя алевроиты и илы, содержащие продукты размыва докембрийских гранито-метаморфических пород, прослой гипсовых известняков. По содержанию мелководных фораминифер и наннофлоры можно предположить мелководные условия накопления всей нижней толщи, хотя Э. Симпсон, Р. Шлиш и их соавторы осторожны в определении глубины и допускают транспортировку мелководной фауны турбидитами (признаков, которых здесь нет!). Характерны диапировые структуры этого слоя, местами протыкающие толщу вышележащих турбидитов. Морфология акустического фундамента относительно спокойная, нарушаемая сбросами небольшой амплитуды, и не имеет ничего общего со сложной морфологией рифтогенных систем. Судя по началу формирования толщи турбидитов только с миоцена, погружение фундамента котловины на большие глубины началось не раньше, хотя морской бассейн между Мадагаскаром и Маскаренским хребтом сформировался уже в позднем мелу—палеоцене.

Мадагаскарская котловина несколько глубже: ее ложе обладает глубинами более 5 000 м, но в связанных с зонами разломов желобах в северной и южной частях котловины глубины превышают 5500 м. Желоба ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. Очень сложен рельеф в самой восточной части котловины, примыкающей к "тройному сочленению" рифтогенальных срединноокеанических хребтов океана. Осадочная толща имеет мощность в среднем 100–200 м, но возрастает до 400 м в понижениях рельефа фундамента и в аккумулятивном хребте-дрифте Антананариво, протягивающимся в осевой части котловины в северо-восточном направлении. Поверхность акустического фундамента сравнительно ровная, разбита местами невысокими сбросами и во многом сходна по морфологии с поверхностью фундамента Маскаренской котловины. В основании скв. 245, пробуренной в юго-западной части котловины, лежат пузырчатые, т. е. мелководные базальты, покрытые мелководными же осадками палеоцена и эоцена.

В обеих котловинах кора океанического типа. Магнитное поле имеет в сущности мозаичский характер, хотя некоторые исследователи здесь отмечают несколько узких полос линейных аномалий.

Маскаренский хребет служит внешним восточным обрамлением Маскаренской котловины и вплотную прилегает своей средней частью к западному флангу Центрально-Индийского хребта. Дугообразная конфигурация хребта определяется сочетанием трех важнейших направлений разломов, обуславливающих крутые восточные уступы глыбовой структуры хребта и расположенье вулканических массивов: северо-восточного и северо-западного. Северо-восточное направление глыбовых и вулканических массивов характерно для южной трети хребта с островами-вулканами Реюньон и Маврикий и коралловыми банками на предположительно глыбовых массивах Судан и Каргадос-Карахос. Меридиональное направление свойственно среднему звену с обширными коралловыми банками Назарет и Сайя-де-Малья. Северо-западное простирание имеет северное звено хребта с коралловой Сейшельской банкой и докембрийским гранитным массивом Сейшельских островов. Глубины над гребнем хребта большей частью менее 200 м, местами — порядка 200 м, что соответствует, видимо, глубине фундамента большей части хребта, надстроенного коралловыми рифами и достигнутого разведочными скважинами на банках Сайя-де-Малья и Назарет как раз примерно на этих глубинах: 2432 м на банке Сайя-де-Малья и 1716 м на банке Назарет. Профиль хребта асимметричен, подчеркивая глыбовую структуру большей части его: восточные склоны круты, западные — пологи, хотя склоны рифтовых построек со всех сторон одинаково круты. Направления основных разломов представляются совпадающими с простиранием осей противостоящих звеньям хребта ветвей рифтогенальных систем Аравийско-Индийского северо-западного, Центрально-Индийского меридионального и Африкано-Антарктического юго-западного хребтов.

Возраст фундамента возрастает в широком диапазоне в направлении с севера на юг. Возраст докембрийского гранитного блока Сейшельских островов от 501 до 654 млн. лет по В. Бейкеру и Дж. Миллеру (1963 г.) близок к возрасту позднекембрийских магматитов Мозамбикского поя-

са Восточной Африки. Возраст достигнутых скв. 237 мелководных осадков на вершинной поверхности северного звена хребта — палеоцен. Мелководные условия сохранялись там до раннего олигоцена и лишь после этого произошло погружение. Возраст базальтов, на которых стоят коралловые постройки банок Сайя-де-Малья и Назарет, по данным М. Камен-Кайе и А. Мейергофа [41], палеоценовый и эоценовый. Базальты вулканов островов Маврикия и Реюньон (активный) имеют возраст от мезозоя (мел) до плейстоцена. Природа Маскаренского хребта во многом неясна. Если континентальная природа Сейшельского блока очевидна, то строение остальных звеньев рассматривается одними исследователями как океаническое, другими — как островодужное. Между тем логично предположить, что структуры всех трех звеньев хребта являются горстами погруженного края Африканской платформы на контакте с рифтогенальными структурами расширяющихся сводов рифтогенальных срединноокеанических систем. В этом отношении они сходны со взброшенным моноклиналим горстом Западно-Австралийского хребта. Если это так, то вся система глыбовых поднятий западного сектора Индийского океана является примером таких горстовых структур, оказавшихся останцами оседания на фоне более быстрых погружений ложа котловин.

ЮЖНЫЙ СЕКТОР

Этот сектор океана имеет своим южным обрамлением окраину древней платформы Восточной Антарктиды. На северо-востоке и северо-западе его ограничивают две ветви срединноокеанической рифтогенальной системы: Австрало-Антарктический и Африкано-Антарктический хребты. Лежащие в центральной части сектора плато Кергелен с примыкающими к нему поднятиями плато Дель-Кано и Крозе на северо-западе и безымянным поднятием ложа океана на северо-востоке обуславливают разделение сектора на три котловины: Австрало-Антарктическую и Африкано-Антарктическую на юге и Крозе на севере.

Австрало-Антарктическая котловина протягивается от 150° в. д. до 80° в. д. и околтурена изобатой 4 000 м. В ее пределах понижения ложа на востоке и на западе имеют глубины более 4500 м и до 4700—4800 м. Континентальная окраина Антарктиды обладает широким (до 360 км) шельфом с глубинами порядка 500—600 м. Этот шельф имеет довольно сложный рельеф: его поверхность разделяется на ряд банок поперечными и продольными по отношению к берегу желобами, покрыта множеством моренных холмов. В ряде мест в пределы шельфа выходят выступы ледникового щита Антарктиды — крупные шельфовые ледники Воейкова, Шеклтона, Западный и более мелкие. Континентальный склон также широкий и значительно более пологий, чем другие континентальные склоны Индийского океана. Поверхность его сложно расчленена множеством подводных каньонов. В нижней своей части склон переходит в пологое и очень широкое (до 900—1100 км) аккумулятивное континентальное подножие, по которому от каньонов склона продолжают русла суспензионных потоков, выносящих массу осадочного материала на сравнительно узкие полосы абиссальных равнин — Южно-Индийс-

кий на востоке и Кергеленской на западе. Мощность осадочного тела под континентальным подножием очень велика — до 2000–3500 м [6]. Оно заполняет прогиб фундамента в основании континентального склона и достигает абиссальных равнин, где мощность осадочного чехла постепенно сокращается до 400–200 м на стыке с флангом Австрало-Антарктического хребта. Поверхность абиссальной Южно-Индийской равнины образует острый выступ к северу в районе так называемого Австрало-Антарктического дискорданса (несогласия) — пониженной в резко раздробленной части свода этого хребта. Кергеленская абиссальная равнина протягивается вдоль подножия плато Кергелен и примечательной особенностью ее западного края является Кергеленский дрейфт — флювиоаккумулятивный хребет, созданный деятельностью придонного течения, направленного к западу и отклоняемого к северу склоном плато Кергелен. Превышение гребня Кергеленского дрейфта над уровнем дна около 200–400 м. Протягиваясь к северу, он достигает фланга Австрало-Антарктического хребта. Северо-западный угол котловины ограничен пологим, но сложно расчлененным поднятием дна с глубинами в среднем менее 3500 м, на котором отмечены отдельные высокие холмы и горы, в частности гора Новара с глубиной над ней менее 500 м.

В Австрало-Антарктической котловине пробурены скв. 266–269, в которых базальные осадки имеют возраст поздний эоцен (скв. 267 в центре котловины), средний олигоцен (скв. 268 и 269 вблизи подножия континентального склона Антарктиды) и ранний миоцен (скв. 266 вблизи фланга Австрало-Антарктического хребта).

Континентальный склон Антарктиды существенно меняет свою морфологию в море Дейвиса: здесь он падает крутым уступом к ложу желоба Принцессы Елизаветы, отделяющего от континента плато Кергелен. Глубины в желобе от 3000 до 3600–3700 м, а осадочный покров на его дне, по данным Р. Хоутца, Д. Хейса и Р. Маркла [42, Houtz et al., 1977], на 200–300 м тоньше, чем на дне котловин по обеим сторонам от него, отмечая существование погребенного поднятия фундамента. Возможно, что это поднятие — остаток былой структурной связи плато Кергелен с континентальным массивом Антарктиды.

К западу от моря Дейвиса лежит Африкано-Антарктическая котловина. Ее ложе оконтурено изобатой 4500 м, а наиболее глубокая часть с абиссальной равниной Эндерби — изобатой 5000 м. Подводная окраина Антарктиды в этой котловине также широка и сложно расчленена, как в Австрало-Антарктической. В пределы континента глубоко вдается залив с котловиной Амери, глубины в которой более 500 м. Она перекрыта большей частью ледовым шельфом Амери. Поперечные желоба разделяют шельф на ряд банок с глубинами менее 200 м (банки Фрам, Сторегг и др.). Поверхность континентального склона, широкого и сравнительно пологого, прорезает ряд каньонов, крупнейший из которых — каньон Уайльд. Особенностью континентального склона является огромный выступ хр. Гуннерус, плоская вершинная поверхность которого начинается у берегов п-ова Рисер-Ларсена банкой Гуннерус и полого спускается к северу до глубин порядка 2000 м. Примерно в 720 км от

берега северное окончание хребта обрублено сбросом. Уже обособленно от него там находятся подводные горы Кайнан-Мару. Нижняя часть континентального склона и в Африкано-Антарктической котловине переходит в пологое и широкое (до 900–1100 км) подножие с мощностью аккумулятивного тела более 3500 м. Неширокие абиссальные равнины Вальдивия в восточной части и Эндерби в западной части котловины лежат на глубинах 4500–4800 м первая и 5200–5400 м вторая. Руслу суспензионных потоков пересекают все широкое пространство континентального подножия и достигают абиссальных равнин, питаемых ими осадками.

К северу от абиссальных равнин ложе Африкано-Антарктической котловины поднимается на глубины менее 4500 м. На южной окраине этого поднятия ложа находится возвышенность Конрада, оконтуриваемая изобатой 4000 м, с подводными горами Обь (247 м) и Лена (254 м). К востоку от них обособленно стоит гора Марион-Дюфресне (глубина над ней менее 1000 м).

Севернее возвышенности Конрада расположено крупное поднятие, состоящее из двух возвышенностей — плато Дель-Кано и Крозе. На западном краю этого поднятия, примыкающем к флангу Африкано-Антарктического хребта, лежат горы-острова Принс-Эдвард и подводные горы Функ и Галлиени. Вершинная поверхность возвышенности Дель-Кано выровнена. Размеры ее: до 550 км в широтном направлении и 220 км в меридиональном. Над этой платообразной поверхностью, лежащей на глубинах 1500–2000 м, поднимается узкий гребень с глубинами менее 500 м, ориентированный в северо-западном направлении — возвышенность Африкана-II. Плато Крозе с о-вами Крозе отделено от плато Дель-Кано глубинами более 3000 м. Вершинная поверхность этого плато лежит на глубинах менее 500 м, имеет изометрические очертания и ширину в поперечнике около 150 км. Подножие возвышенностей Конрада, Дель-Кано и Крозе огибают с востока два аккумулятивных хребта — дрифты Крозе и Оби, созданные деятельностью придонных течений западного направления.

Острова Крозе сложены четвертичными базальтами, но прорваны интрузиями сиенитов и монзонитов, что уже наводит на мысль о возможной континентальной природе фундамента. В строении земной коры здесь участвуют, по данным Ж. Гослина и М. Рек, слой осадков (2,0 км/с) мощностью 800 м, слой со скоростью 4,4 км/с и мощностью 1800 м, 5,5 и 6,8 км/с мощностью по 6500 и каждый. Мощность коры в целом около 16 км. Такое строение коры очень сходно со строением Мадагаскарского и Мозамбикского хребтов и плато Агульяс. Поскольку для последнего доказана континентальная природа фундамента, то логично предполагать континентальное происхождение и для плато Крозе и соседнего с ним плато Дель-Кано. При этом обращает на себя внимание ряд поднятий, протягивающихся от плато Дель-Кано к Мадагаскарскому хребту между зонами разломов Принс-Эдвард и Дискавери и представляющих собой как бы остатки структурной связи, взламываемой рифтовой зоной Африкано-Антарктического хребта.

К северу от плато Кергелен лежит котловина Крозе. Она оконтур-

рена изобатой 4500 м. Западная часть котловины обладает наибольшими глубинами (до 5620 м) и относительно ровным дном. Мощность осадочного чехла здесь до 600 м, и поверхность акустического фундамента сравнительно ровная. Она сложна расчленена в восточной части котловины, где в рельефе дна продолжают поперечные разломы Австрало-Антарктического хребта, ориентированные в северо-восточном направлении, мощность осадочного покрова менее 100 м [40, Bergman et al., 1984]. Терригенные турбидиты, выносимые с подводной окраины Антарктиды в Австрало-Антарктическую и Африкано-Антарктическую котловины, сюда не попадают. Осадки котловины Крозе представлены радиоляриевыми илами, плотность которых столь мала, что отражения от поверхности дна значительно слабее, чем от поверхности акустического фундамента. Верхняя половина осадочной толщи, пройденная скв. 252, имеет возраст от среднего миоцена [39, Devies, Luyendyk et al., 1974]. По аналогии с симметрично расположенной по другую сторону рифтовой зоны Африкано-Антарктического хребта скв. 245 возраст базальных осадков здесь может быть палеоценовым, а характер их — мелководным.

Плато Кергелен занимает центральное положение в южном секторе Индийского океана. Это крупное поднятие, сопоставимое по своим размерам с Мадагаскарским хребтом. Оно ориентировано в северо-северо-западном направлении и оконтуривается изобатой 4000 м. В ее пределах протяженность поднятия достигает почти 1800 км при ширине 450–650 км. Поднятие плато Кергелен состоит из трех массивов, разделяемых понижениями его вершинной поверхности. Она лежит на глубинах менее 200 м в северном массиве, на глубинах от 500 до 2000 м в среднем и на глубинах 1000–2000 м в южном. На северном массиве расположены о-ва Кергелен, на среднем — о-в Херд, а на южном банка Банзарэ с глубиной 186 м.

Восточный склон поднятия почти прямолинеен и образован крутыми сбросовыми уступами, местами — несколькими ступенчатыми сбросами. Западный склон относительно пологий, образует широкие выступы в среднем и южном блоках. Особенно далеко выдается на запад выступ среднего блока с банкой Элан.

Вершинная поверхность плато Кергелен хорошо выровнена. Эта выровненность в значительной мере обусловлена выровненностью самого акустического фундамента, выступы которого срезаны абразией, а понижения заполнены осадками, продуктами абразионного срезания. Поверхность акустического фундамента нарушена рядом сбросов и грабенов, имеющих северо-западные простирания в северном и южном блоках и меридиональные простирания в среднем блоке. В среднем и южном блоках эти дислокации невелики по амплитуде и не нарушают спокойное залегание слоев осадочного покрова, тогда как в северном блоке они наиболее интенсивны и вызывают смещения всей толщи осадочного чехла. Северный край плато Кергелен обрублен окончанием поперечной зоны разлома Австрало-Антарктического хребта, а южный край полого погружается в сторону Антарктиды.

Вершинная поверхность плато Кергелен покрыта двухслойной тол-

шей осадков; нижний слой, по данным Р. Хоутца, Д. Хейса и Р. Маркла [42, Houtz et al., 1977], представлен детритом, образовавшимся при срезании выступов акустического фундамента, и возраст его кровли соответствует времени завершения этого процесса; верхний слой сформирован при последовавшем затем погружении плато. Породы акустического фундамента обнаруживают признаки слоистости и наклонного залегания слоев, подобно тому, как это наблюдается на Западно-Австралийском хребте. Известковый ил акустического фундамента имеет позднеэоценовый возраст, а нижний слой осадочного покрова — эоценовый возраст. Скорость сейсмических волн в породах акустического фундамента порядка 3,5–4,1 км/с при толщине слоя от 300 до 1200 м. Ниже залегают породы со скоростями 4,9 км/с. Мощность земной коры плато Кергелен определена Р. Хоутцем и его коллегами (1977 г.) равной примерно 20–23 км (рис. 10). Такое строение плато Кергелен сходно с наблюдаемыми на Западно-Австралийском хребте и на плато Агульяс. Представляется весьма вероятным, что по аналогии с плато Агульяс плато Кергелен также является микроконтинентом, фрагментом древнего суперконтинента Гондваны. Слоистая толща известняков позднего мела, слагающих его

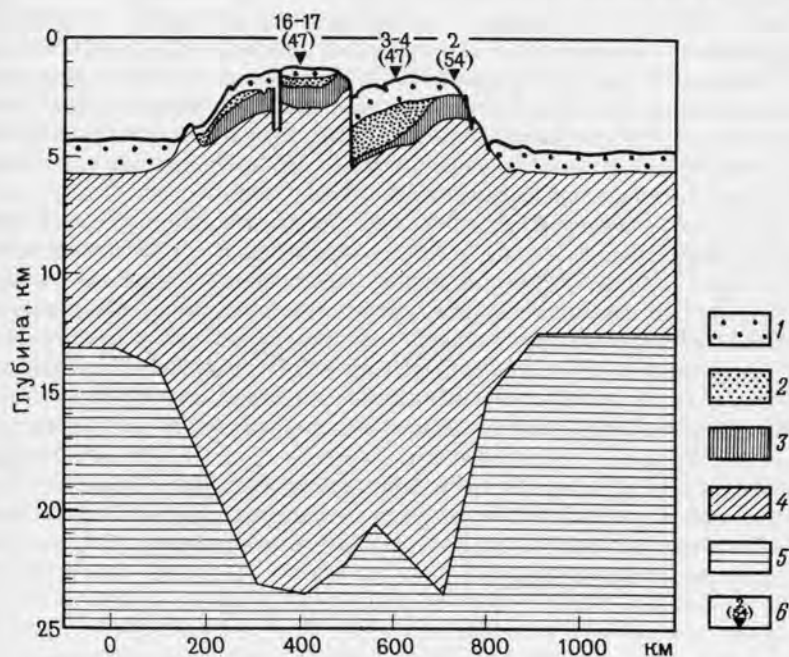


Рис. 10. Структурный профиль плато Кергелен. По Р. Хоутцу и др. (1977 г.)

1 — четвертичные отложения (плотность $2,00 \text{ г/см}^3$); 2 — эоцен ($2,4 \text{ г/см}^3$); 3 — доэоценовые отложения ($2,5 \text{ г/см}^3$); 4 — породы коры океанического типа ($2,87 \text{ г/см}^3$); 5 — мантия ($3,4 \text{ г/см}^3$); 6 — местоположение сейсмических станций

акустический фундамент, может рассматриваться, как аналог посткаррусских осадков одного из тех шельфовых морей, которые образовались на пространстве между гондванскими материками в последермское время и среди которых лежали крупные массивы суши. Такими массивами могли быть своды поднятий плато Кергелен и Западно-Австралийского хребта, вероятнее всего объединенные вместе в очень крупный массив суши. Возможно, именно они вместе и составляли массив той Лемурии, существование которой предполагалось ранее Т. Арльдтом (1919 г.). Еще в эоцене, а возможно и в олигоцене плато Кергелен было сушей или мелководьем Лемурии, после чего началось разрушение ее континентального фундамента в ходе рифтогенального процесса и обрушение с трансгрессией от периферии к осевой части рифтовой системы. Плато Кергелен и Западно-Австралийский хребет сохранили свое относительно поднятое положение, как останцы оседания в зоне контакта платформенных структур с флангом рифтогенальной системы Австрало-Антарктического хребта.

Остров Кергелен сложен преимущественно лавовыми потоками щелочных базальтов, возраст которых от 30 до 1 млн. лет. Покровные базальты включают пласты каменного угля с ископаемыми и остатками растений. Палеоген-неогеновая растительность представлена там подокарпусами и араукариями, характерными для умеренно влажных лесов континентов южного полушария [37]. Базальтовые траппы прорваны позднемиоценовым гранито-сиенитовым плутоном. Остров Херд представлен также щелочными базальтами, покрывающими раннеэоценовые пелагические известняки. Возможно, что и под базальтовыми покровами Кергелена залегает осадочный комплекс.

Является ли плато Кергелен микроконтинентом или поднятым фрагментом коры океанического типа, т. е. рифтогенного происхождения — этот вопрос служит предметом дискуссии, поскольку в качестве микроконтинента оно плохо укладывается в реконструкции по канонам тектоники плит. Использование данных геохимии приводило к противоречивым результатам: к выводу о континентальной природе фундамента [31, Hedge et al., 1973] и об океанической природе его [31, Dosso et al., 1979]. Допуская неоднозначность результатов изотопной геохимии и учитывая отсутствие в строении плато Кергелен характерных черт рифтогенальной структуры и, напротив, ряд присущих ему признаков, свойственных фрагментам континентальных платформ, следует отдать предпочтение представлению о нем, как о микроконтиненте, по размерам, сопоставимым с Мадагаскаром.

Атлантический океан — второй по размеру из океанов Земли. Он лежит между континентами Африки и Европы на востоке и Южной Америки и Северной Америки на западе. Очертания континентов западного и южного обрамления этого океана близки к подобным, и это послужило в свое время толчком для развития представлений о формировании Атлантического океана в результате дрейфа континентов. Широкий проход между южной оконечностью Африки и Антарктидой соединяет Атлантический океан с Индийским. Официальная граница между этими двумя океанами проводится именно здесь, но морфологического порога между ними нет и срединноокеанический хребет — Африкано-Антарктическое звено срединноокеанического хребта Индийского океана — продолжается в Атлантический океан. Открытие в 50-х годах непрерывности этого хребта привело к представлениям о глобальной системе океанических рифтов, протягивающихся от западной окраины Северной Америки через Тихий, Индийский и Атлантический океаны в Северный Ледовитый океан до арктической окраины Азии. В районе о-ва Буве и банки Капитан Шписс Африкано-Антарктический хребет соединяется со Срединно-Атлантическим хребтом и его Американско-Атлантической ветвью. К югу от Африкано-Антарктического и Американско-Атлантического хребтов лежит Антарктический центр Южной Атлантики — котловина моря Уздела, отделяемая от Тихого океана Антарктическим полуостровом и дугой Скотия. К северу от этих двух хребтов находится восточный и западный секторы Южной Атлантики. Существование поднятий поперечных общему простиранию оси впадины океана в зоне от экватора до 10° с. ш. служит основанием для выделения Экваториальной Атлантики. К северу от нее находится Атлантика с примыкающими к ней двумя крупнейшими средиземными морями: Средиземным, соединяемым с океаном Гибралтарским проливом, и Карибским с примыкающим к нему Мексиканским заливом, отделяемым и от океана дугой Малых и Больших Антильских островов.

Географическая граница между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами проводится по гребню гряды Брито-Гренландских порогов с расположенной на ней Исландией. Однако весь примыкающий к Исландии с юга и с севера регион по особенностям морфологии целесообразно выделить в Евро-Гренландско-Канадский регион. Рубежом между Северной Атлантикой и этим регионом является зона трансокеанического разлома Чарли-Гиббса. Проход между северо-западным выступом континентального шельфа Евразии с расположенным на нем Шпицбергенем и северной окраиной субконтинента Гренландии с порогом Нансена служит морфологическим рубежом между Евро-Гренландско-Канадским регионом и Северным Ледовитым океаном (Арктическим бассейном). Срединно-Атлантический хребет, переходящий непрерывно в систему сре-

динноокеанических хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей и Мона с лежащей между первыми двумя Исландией, прерывается, практически, в северной части региона зоной разлома Сеня с приразломным хр. Книповича, но продолжается затем в Северном ледовитом океане хр. Гаккеля, выклинивающимся на северной окраине Азии.

ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА

Срединноокеанические хребты

Центральное положение во впадине Южной Атлантики занимает срединноокеанический хребет, делящий ее на три крупнейшие обособленные части — южную, восточную и западную. На юге хребет этот представлен двумя ветвями: 1) входящим из Индийского океана Африкано-Антарктическим хребтом и 2) протягивающимся от Антарктического полуострова Американско-Антарктическим хребтом. Эти две ветви соединяются в районе 0° д. и 55° ю. ш. с южным концом Южно-Атлантического хребта, протягивающегося на север через всю Южную Атлантику до зоны экваториальных трансокеанических разломов.

Как и остальные звенья планетарной системы рифтогенальных хребтов Мирового океана, срединноокеанические хребты Южной Атлантики представляют собой широкие сводовые поднятия с характерным грядово-долинным рельефом, с присущими им геофизическими феноменами: сейсмической активностью осевой зоны, высокими значениями в ней потока тепла из недр Земли, упорядоченной системой линейных аномалий, ориентированных вдоль осевой зоны. Мощности осадочного чехла возрастают в направлении осевых рифов к периферии, и одновременно увеличивается возраст базальных осадков и магматических пород акустического фундамента.

Морфологические и геолого-геофизические параметры хребтов Южной Атлантики испытывают, однако, существенные вариации. Особенно аномальны они в двух южных ветвях: в Африкано-Антарктическом и Американско-Антарктическом хребтах. Осевая зона этих хребтов сложно раздроблена из-за того, что характерные для рифтогенальных хребтов осевые рифты и поперечные разломы ориентированы под углом примерно 45° к общему простиранию хребтов.

В Африкано-Антарктическом хребте при общем его направлении, близком к широтному, осевые рифты ориентированы в северо-западном направлении, а поперечные разломы — в северо-восточном. Один из крупнейших разломов этого хребта — Принс-Эдуард — служит естественной границей между Индоокеанской и Атлантической частями хребта. К западу от этого разлома общее юго-западное простирание хребта меняется на почти широтное. Морфология его очень сложна — сочетание блоков с характерными для рифтогенальных хребтов чертами рельефа и геофизических полей, ориентированных в северо-западном направлении и разде-

ляющих их зон разломов северо-восточного направления. Поперечные разломы хребта — Принс-Эдуард, Мандела, Дингаан, Шака, Ислас-Оркадас, Мошем и Буве — выражены в рельефе сопряженными приразломными хребтами и глубокими желобами. Глубины в желобах превышают 5 000 м, и их заглубленность по отношению к осевой зоне хребта достигает 3 000—4 000 м. Наиболее протяженными являются разлом Принс-Эдуард, ориентированный в почти меридианальном направлении и протягивающийся на 650 км, и разлом Шака, ориентированный уже в северо-восточном направлении и протягивающийся почти на 900 км. Сопряженный с этим разломом одноименный хребет поднимается до глубин менее 1500 м. Осевая зона Африкано-Антарктического хребта опущена на глубины более 3 000 м в районе 30° в. д., но поднята до глубин менее 2500—2 000 м в западной части. Наиболее поднятой является западная оконечность хребта в районе сочленения с Американско-Антарктическим и Южно-Атлантическим хребтами (так называемое "тройное сочленение" в терминологии тектоники плит). Блок хребта между разломами Мошешу и Буве представляет собой плато с глубинами менее 2 000 м. В северной части его лежит о-в Буве. Однако самым крупным поднятием хребта в этом тройном сочленении является южный блок Южно-Атлантического хребта, оконтуриваемый изобатой 3 000 м, и на значительном пространстве — изобатой 2 000 м. В южной части блока находится банка Капитан Шписс глубиной 411 м.

Африкано-Антарктический хребет сейсмически активен. Эпицентры приурочены к отрезкам рифтовой зоны и поперечным разломам. С рифтовой зоной связана положительная аномалия магнитного поля. Глубина вреза рифтового ущелья порядка 1 000—1 500 м.

В поперечных разломах хребта драгировками выявлен обычный петрографический комплекс: базальты, диабазы, серпентиниты и перидотиты. Протрузии мантийных гарцбургитов обнаружены на гребне приразломного хребта в зоне Ислас-Оркадас. Остров Буве — активный стратовулкан, его лавы имеют щелочной состав. Базальты блока, на котором лежит этот остров, также необычны в сравнении с характерными для срединноокеанических хребтов толеитами — они обогащены литофильными и легкими редкоземельными элементами, подобно Азорскому и Исландскому звеньям Срединно-Атлантического хребта [31, Sclater et al., 1978].

Морфология Американско-Антарктического хребта сходна с описанной выше. Он состоит из шести звеньев, ограничиваемых серией поперечных разломов, из которых крупнейшие — Южно-Сандвичев, Вулкан, Булларда и Конрада. Общее простирание хребта близко к юго-западному. При этом звенья рифтовой зоны в блоках хребта, разделяемых многочисленными поперечными разломами, ориентированы в меридианальном направлении, а разломы — в широтном, т. е. и те и другие направлены примерно под углом 45° к общему простиранию хребта. Осевая зона хребта лежит на глубинах от 1 000 до 2 000 м, рифтовое ущелье имеет глубины порядка 3700—4900 м и глубину относительно гребней в среднем около 2500 м, но желоба поперечных разломов значительно глубже — в них

глубины до 5 000—6400 м. Особенно глубоки желоба разломов Конрада, Булларда и Южно-Сандвичева. Протяженность звеньев-блоков рифтогенной структуры невелика — порядка 55—110 км, а ширина их до 740 км. Смещение звеньев рифтовой зоны вдоль поперечных разломов большей частью не превышает 90—180 км, но достигают 540 км по разлому Булларда, благодаря чему хребет разделяется на два основных массива — восточный, к северу от разлома Булларда, и западный — к югу от него. Разлом Булларда примечателен тем, что его западное продолжение переходит в желоб океанического ложа, резко прогибающийся на 17° з. д. к северо-западу и прослеживаемый на север вдоль хр. Ислас-Оркадас вплоть до Фолклендского хребта и трансокеанической зоны разлома Фолкленд-Агульяс. Самый южный из поперечных разломов Американско-Антарктического хребта смыкается с Южно-Сандвичевым желобом одноименной островной дуги. Сложное дробление хр. Южная Скотия на систему блоков, разделяемых глубокими желобами поперечных разломов Эндурас, Оркней, Южная Скотия, Брансфильд и Южно-Шетландского, позволяет видеть определенное сходство со структурой Американско-Антарктического хребта и предположить, что система рифтов этого хребта внедряется в пределы хр. южная Скотия и Антарктического полуострова.

Разломы Американско-Антарктического хребта характеризуются обычным комплексом пород, свойственным поперечным разломам всех рифтогенальных систем и включающим кроме толеитовых базальтов габбро, серпентиниты, перидотиты, дуниты и лерцолиты, а также гидротермальные железо-марганцевые корки [40, Lawver, Dick, 1983].

Южно-Атлантический хребет, как целостное горное сооружение, протягивается из района "тройного сочленения" на север вплоть до экваториальной зоны трансокеанических разломов, где, в сущности, теряет морфоструктурное выражение. Он дробится там на ряд поперечных хребтов, связанных с трансокеаническими разломами, и ограниченных по протяженности платообразных блоков, разделяемыми этими разломами.

Южно-Атлантический хребет — это громадное горное сооружение, возвышающееся над ложем окружающих его котловин на 2500—3 000 м. Гребень хребта лежит на глубинах от 2 000 до 2500 м, но отдельные пики поднимаются над ним и до меньших глубин или образуют острова, как, например, о-в Вознесения. Рельеф хребта — характерный для мировой системы рифтогенальных срединноокеанических хребтов — грядово-желобный, особенно ярко выраженный в осевой рифтовой зоне, где глубина вреза рифтового ущелья в среднем около 1400 м. На флангах интенсивность расчленения грядового рельефа постепенно убывает с удалением от оси хребта. Характерным считается симметричный поперечный профиль хребта с вогнутыми склонами.

Южно-Атлантическому хребту свойственны все характерные для георифтогенальных поясов феномены. Осевая рифтовая зона его сейсмически активна. Эпицентры землетрясений сконцентрированы в пределах рифтового ущелья шириной около 5—9 км. С осевой зоной связаны высокие значения теплового потока из глубины Земли, к ней приурочена характер-

ная положительная аномалия магнитного поля. Осевая зона лишена сколько-нибудь существенного осадочного покрова, и в ней проявляется современная вулканическая активность. С удалением от осевой зоны на флангах хребта интенсивность аномалий магнитного поля убывает, затухает интенсивность расчленения грядово-желобового рельефа, увеличивается толщина осадочного покрова и одновременно возрастает возраст базальных осадков и базальтов акустического фундамента. Именно на Южно-Атлантическом хребте в 3-ем рейсе "Гломар Челленджера" была установлена закономерная связь возраста базальных осадков и акустического фундамента с расстоянием от осевого рифта. Эта связь стала рассматриваться в дальнейшем как общая закономерность для всех срединноокеанических хребтов и ложа океанов. Однако необходимо заметить, что исследованное бурением звено хребта, характеризующееся правильным симметричным профилем, отнюдь не столь представительно как для Южно-Атлантического хребта в целом, так и для всей планетарной системы океанических рифтогенальных поясов, в строении которых очевидны черты значительной структурной неоднородности, отражающей неравномерность развития и общую гетерогенность океанических областей.

На всем протяжении Южно-Атлантического хребта его пересекают многочисленные поперечные разломы. Часть из них является трансокеаническими и продолжения их выходят на ложе океана и далее на окраины континентов Африки и Южной Америки. Другие развиты лишь в пределах самого хребта, причем различаются между собой по степени заполнения желобов осадками. У некоторых разломов их ветви по сторонам гребня хребта различаются по своему направлению. Крупнейшими трансокеаническими разломами Южно-Атлантического хребта являются Фолкленд-Агульяс, Гоф с лежащим на его восточной ветви о-вом Гоф, Тристан-да-Кунья с о-вом Тристан-да-Кунья также на восточной ветви его, Риу-Гранди, Мартин-Вас, Хотспур, Св. Елены, Вознесения с о-вом Вознесения близ осевой зоны хребта. Осевая рифтовая зона хребта раздроблена поперечными разломами на множество звеньев, протяженность которых очень невелика, в среднем порядка 50 км. Смещение рифтовой зоны по таким разломам в пределах Южно-Атлантического хребта, как правило, не превышает 220 км и большей частью составляет около 100 км.

Южное звено хребта в районе "тройного сочленения" представляет собой обширное сводовое поднятие, поверхность которого к югу от разломов Конрада и Буве сложно раздроблена перекрещивающимися продолжениями поперечных разломов Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического хребтов. К северу от разломов Кондора и Буве поверхность этого поднятия представляет собой плато, оконтуренное изобатой 3000 м. Осевая часть его прорезана рифтовым ущельем. В самом центре поднятия находится банка Капитана Шписс с глубиной 411 м. Общее простираение южного звена хребта северо-западное, но к северу от 47° ю. ш., где хребет пересекается трансокеанической зоной разлома Фолкленд-Агульяс, оно становится практически меридиональным. Ширина хребта при этом возрастает от 1100 до 1900–2500 км. Такая ширина

сохраняется с некоторыми вариациями на всем протяжении хребта до экваториальной зоны.

На примере Южно-Атлантического хребта можно видеть, как закономерная картина строения, свойственная району профиля разбуренного в 3-ем рейсе "Гломар Челленджера", нарушается проявлениями неоднородности и как в продольном, так и в поперечном направлениях. Вдоль простирания хребта меняется его ширина в пределах изобаты 4500 м, примерно соответствующей основанию его склонов. Симметрия и форма профиля тоже меняются при этом, указывая на существование на хребте в некоторых местах своего рода плато. Особенно примечательны упоминавшиеся уже выше плато в районе о-ва Буве и банки Капитан Шписс, плато в районе разломов Гоф и Тристан-да-Кунья, плато Св. Елены в области между разломами Мартин-Вас и Вознесения [17, 40 van Andel, Bowin, 1968]. Ширина этих плато колеблется от 900 до 1100 км, а протяженность от 500 до 1900 км (плато Св. Елены) и суммарно составляет около 3700 км при общей протяженности Южно-Атлантического хребта около 7500 км. С такими плато связаны существенно повышенные, по сравнению с обычными, мощности осадочного покрова и возраст базальных осадков. Поверхность плато лежит на глубинах от 3500 до 4500 м. Имеются признаки существенных различий глубинной структуры между участками хребта с обычным симметричным профилем и участками, в которых развиты плато.

Неоднородность строения Южно-Атлантического хребта в поперечном направлении носит, с одной стороны, характер некоторой закономерности, положенной в основу представлений о спрединговой природе фундамента. С другой стороны, едва ли не на большей части поперечных пересечений Южно-Атлантического хребта появляются такие черты неоднородности строения, которые нарушают ожидаемую закономерность. Это проявляется не только в существовании упоминавшихся выше плато, нарушающих симметрию склонов и пространственно-временную последовательность изменения геолого-геофизических фундаментов. Особенно примечательно существование в основании склонов хребта зоны краевых дислокаций. Они выражены в сложном грядово-глыбовом рельефе и в сопутствующих ему возрастающих интенсивности и периодичности аномалий магнитного поля.

Широко распространено представление о том, что структура рифтогенальных поясов продолжается за пределами срединноокеанических хребтов на дне океанических котловин вплоть до основания континентального склона. Некоторые исследователи предполагают ее продолжение в пределах современных подводных окраин континентов, под шельфами, считая основным признаком рифтогенной океанической коры наличие линейных аномалий магнитного поля, которые наблюдаются в ряде мест и на подводных окраинах континентов. И то и другое находится в противоречии с наблюдаемыми фактами.

Антарктический сектор

В Антарктической Атлантике лежит котловина морей Уэддела и Лазарева. Эта котловина, в сущности, является западным продолжением Африкано-Антарктической котловины Индийского океана. С условной границей между Индийским и Атлантическим океанами, проходящей от мыса Игольного на юг по 20-му меридиану в. д., не совпадает какое-либо поднятие дна в этой котловине, могущее служить морфологическим рубежом. Окраина континента Антарктиды в восточной части Антарктической Атлантики (Земля Королевы Мод) представлена структурами древней докембрийской платформы, окаймляемой на западе (берег Котса) складчатой системой позднебайкальского возраста. В глубине залива моря Уэддела к океану выходит предгорный прогиб Антарктанд и по западному берегу этого залива — слагающие Антарктический полуостров складчатые структуры герцинид и альпид Антарктанд.

Континентальный шельф Земли Королевы Мод, перекрытый ледниками, имеет ширину порядка 55–90 км, но в свободный ото льда части очень узок — всего несколько километров шириной. Внешний край шельфа лежит на глубине около 500 м. Континентальный склон в этой части океана имеет сложный рельеф: поверхность его изрезана многочисленными каньонами. Примечателен подводный хр. Астрид, вытянутый примерно вдоль 11-го меридиана в. д. Вершинная поверхность хребта выровнена и полого спускается до глубины 2 000 м. Северное продолжение хребта составляют несколько блоков, ориентированных в северо-восточном направлении. Судя по простирациям, можно предполагать связь их с трансокеаническими разломами, пересекающими Африкано-Антарктический хребет и уходящими на север к Мозамбикскому хребту. Западнее хр. Астрид еще один выступ континентального склона между 0° и 10° з. д. имеет более массивные очертания. К северу от него, отделяясь от подножия склона глубинами более 4 000 м, лежит возвышенность Мод, по морфологии сходная с лежащим по северную сторону Африкано-Антарктического хребта плато Агульяс. Вершинная поверхность возвышенности Мод выровнена и лежит на глубинах от 1 500 до 3 000 м.

Континентальный склон Земли Королевы Мод крут в своей верхней части, на глубинах до 4 000 м, а ниже переходит в пологую поверхность континентального подножия, пересекаемую желобами суспензионных потоков с характерными прирусловыми валами. На глубинах порядка 4 900–5 300 м лежит абиссальная равнина Уэддела. Ширина ее около 280 км, и она протягивается с востока на запад на расстояние более 2 800 км. Мощность осадочной толщи под ней порядка 1 000 м, а в аккумулятивном теле континентального подножия достигает 3 000–3 500 м.

Континентальный шельф в заливе моря Уэддела очень широк: только перекрытая шельфовым ледником Ронне часть его имеет ширину до 650 км, а свободная от ледника часть — еще 550 км. Внешний край шельфа опущен на глубины около 500 м. Обширная отмель вблизи края шельфа (банка Бельграно) имеет, однако, глубины менее 200 м. Поверхность шельфа прорезана подводными ложбинами, вдающимися далеко на

юг. Поверхность континентального склона образует широкие плавные выступы, разделяемые глубокими каньонами Антарктик, Уругвай, Дейчланд, русла которых пересекают континентальное подножие вплоть до абиссальной равнины. Широкий шельф продолжается вдоль восточной стороны Антарктического полуострова. Континентальный склон имеет также плавные очертания и также прорезан рядом каньонов (Эндуранс, Сан-Мартин и др.). Вдоль подножия континентального склона протягиваются два огромных аккумулятивных хребта, созданных придонными течениями, дрейф Эндуранс на глубинах 3500—3600 м и дрейф Сан-Мартин на глубинах 4300—4500 м. В районе 25-го меридиана з. д. над равниной Уэддела поднимаются плосковершинные горы Ислас-Оркадас. Глубины над вершинами самых высоких из них: 1184 м, 2757 м, 1690 м. К югу от них прослеживается цепочка холмов высотой в несколько сотен метров и две горы с глубинами вершин 2310 и 3601 м. Все они являются выступами фундамента над аккумулятивной равниной.

Восточный сектор

Впадина Южной Атлантики обособлена от Приантарктической Атлантики поднятиями рифтогенальных систем Африкано-Антарктического и Американско-Антарктического хребтов, смыкающихся со Срединно-Атлантическим хребтом в районе о-ва Буве. От Северной Атлантики эта впадина обособлена общим сужением океана в приэкваториальной зоне и системой приэкваториальных поднятий дна: выступом Гвинейского плато на континентальном склоне Африки, возвышенностью Сьерра-Леоне, подводными плато Срединно-Атлантического хребта на отрезке между зонами поперечных разломов Романш на юге и Вима на севере, возвышенностью Сеара и выступами континентального склона Южной Америки — хребтами Парнаиба и Белем и огромным конусом выноса Амазонки.

Срединно-Атлантический рифтогенальный хребет делит впадину Южной Атлантики на восточную и западную половины. В свою очередь они делятся на несколько котловин. Восточная половина делится на Гвинейскую, Ангольскую, Капскую и Агульяс Гвинейским поднятием, протягивающимся из вершины Гвинейского залива в направлении о-ву Вознесения и о-ву Св. Елены, и Китовым хребтом, тянущимся от мыса Фридо в направлении к о-ву Тристан-да-Кунья и о-ву Гоф. Западная половина делится на Бразильскую и Аргентинскую котловины выступом плато Сантос и Сан-Паулу на континентальном склоне Южной Америки и прилегающей к ним возвышенностью Риу-Гранди.

Континентальная окраина Западной Африки имеет изломанные, угловатые очертания, и в Гвинейском заливе она образует резкий изгиб почти под прямым углом. Такие очертания подводной окраины Африки связаны с тем, что фундамент древней Африканской платформы в зоне перехода к ложу Атлантического океана раздроблен системой разломов. Зона перехода в целом представляет собой флексуру, существенно осложненную сбросами. Очертания береговой линии, края шельфа и континен-

тального склона свидетельствуют о влиянии разломов на блоковую структуру фундамента.

Котловина Агульяс Южной Атлантики формально должна быть отделена от котловины Агульяс Западного сектора Индийского океана по меридиану 20° в. д., являющемуся принятой границей между Индийским и Атлантическим океанами. Однако морфологическим рубежом между этими котловинами скорее может быть плато Агульяс — погруженный континентальный блок, микроконтинент, который следует рассматривать как южное продолжение континента Африки.

Ложе западной половины котловины Агульяс лежит на глубинах 5100—5500 м и обладает весьма сложным рельефом. Это сочетание многочисленных гряд высотой 200—300 м, ориентированных в северо-восточном направлении, занимающих основное пространство котловины, и двух достаточно массивных и высоких хребтов в ее западной части: Шона и Метеор. Хребет Шона — приразломное поднятие, связанное с поперечным разломом Южно-Атлантического хребта. Он узок и высок, глубины над ним менее 1 000—2 000 м. К нему тяготеют, хотя, вероятно, связаны с другими разломами, горы Дэвис, Альфред Мерц (1585 м), Зулу, Кхоза (728 м). Перпендикулярно к этой цепочке гор направлен хр. Метеор, ориентированный в северо-западном направлении. Над его выровненными вершинами поверхностями глубины менее 3 000 м, а отдельные пики в южной части поднимаются до глубин 560, 588 и 616 м. Этот хребет, вероятно, связан с зоной краевых дислокаций восточного фланга Южно-Атлантического хребта и подобен симметрично расположенному хр. Ислас-Оркадас на краю западного фланга этого хребта.

Мощность осадочного чехла в котловине Агульяс большей частью не превышает 300—400 м, но подвержена существенным колебаниям. На горных грядах и на горах склоны обнажены, а в желобах мощность осадков возрастает до 600—700 м.

В Капской котловине переходная зона Юго-Западной Африки сложена раздробленными структурами Южно-Африканской глыбы докембрийского фундамента. Относительно широкий шельф протягивается от самой южной оконечности континента (мыса Игольного) на юг в виде банки Агульяс. Глубины шельфа здесь менее 200 м, и ширина отмели до 220 км. Глубокий грабен — желоб с глубинами до 4500 м, являющийся южным продолжением подводного желоба Натал восточной окраины Южной Африки — отделяет от южной подводной окраины Африканского континента крупный краевой блок — плато Агульяс.

Вдоль западной окраины Южно-Африканской глыбы фундамент испытывает флексуобразное погружение, осложненное разломами, дробящими его на ряд блоков. Абрадированная поверхность континентального массива, сложенного метаморфическими породами с возрастом от докембрия до пермо-карбона, прослеживается погруженной на глубины до 5 км. Местами она перекрывается основными и кислыми щелочными базальтовыми лавами юры и нижнего мела. Аккумулятивная терраса шельфа шириной от 55 до 220 км сложена несогласно залегающими на фундаменте сапропелевыми сланцами и содержащими кварцевый песок

турбидитами апта-альба, турбидитными сланцами верхнего мела общей мощностью около 1000 м. После перерыва в осадконакоплении и периода эрозии в палеоэне они сменяются пелагическими осадками от нижнего зочена до современных мощностью 200–800 м [27 Austin, Uchupi, 1982] – см. рис. 11.

В пределах континентального склона Юго-Западной Африки идентифицированы так называемые мезозойские линейные аномалии магнитного поля с порядковыми индексами от M0 до M11. Вероятно они отвечают дайковым комплексам вдоль разломов, дробящих погружающийся континентальный фундамент, прослеженный методом МОВ ОГГ до глубин океана около 4000 м. Позднеюрские–раннемеловые базальтовые покровы фундамента переходной зоны сопоставимы с развитыми на суше раннеюрскими трапповыми базальтовыми покровами Каокофельд и Стромберг (базальты Карру). И те и другие могут рассматриваться, как синрифтные траппы, отвечающие начальному этапу образования океанической впадины, ее мелководной лагунной стадии развития.

Обширный выступ континентального склона между Кейптауном и Людеричем образован конусом выноса р. Оранжевой. Его поверхность прорезана подводным каньоном и осложнена вытянутым вдоль подножия верхнего уступа склона аккумулятивным хр. Каалфонтен. Формирование этого хребта связано с придонным контурным течением.

Ложе Капской котловины лежит на глубинах преимущественно более 5000 м. Прилегающие к подножию континентального склона части ее перекрыты аккумулятивными абиссальными равнинами Капской и Намибийской, поверхность которых лежит на глубинах 5100–5200 м. Мощность осадочных толщ под этими равнинами достигает 500–600 м. Еще больше она под аккумулятивным шлейфом континентального подножия – до 3000 м. Однако к западу от абиссальных равнин осадочный покров утоняется до 100–200 м, и рельеф дна отражает сложное раздробление фундамента. Высота блоковых гряд и глубина желобов обычно не более 200–300 м, но на этом фоне выделяются несколько крупных подводных гор. В северном углу котловины это горы Юинга (789), Вимы (37 м) и Манагуа (219 м), а в западной, близ фланга Южно-Атлантического хребта, крупный блоковый массив Дискавери (411 м), перекрытый лавами миоцена, и конические вулканические горы плиоценового возраста – о-в Гоф, подводные горы Адмирал Зенкер (1553 м) и Мак-Ниш (150 м), тяготеющие к тому рою подводных гор-вулканов, центр которого лежит на восточном склоне Южно-Атлантического хребта в районе между о-вом Тристан-да-Кунья и о-вом Гоф, т. е. на продолжении оси Китового хребта. Примечательно, что лавы этих островов щелочного состава и содержат обломки гранитов и гнейсов, имеют аномальные соотношения изотопов свинца и стронция – не исключено, что это признак контаминации их кристаллическими породами древнего фундамента, переработанного в процессе рифтогенеза.

Китовый хребет является крупнейшим горным сооружением восточной половины Южной Атлантики. Этот глыбовый в своей восточной части (хр. Фрио), глыбово-вулканический в средней и вулканический в за-

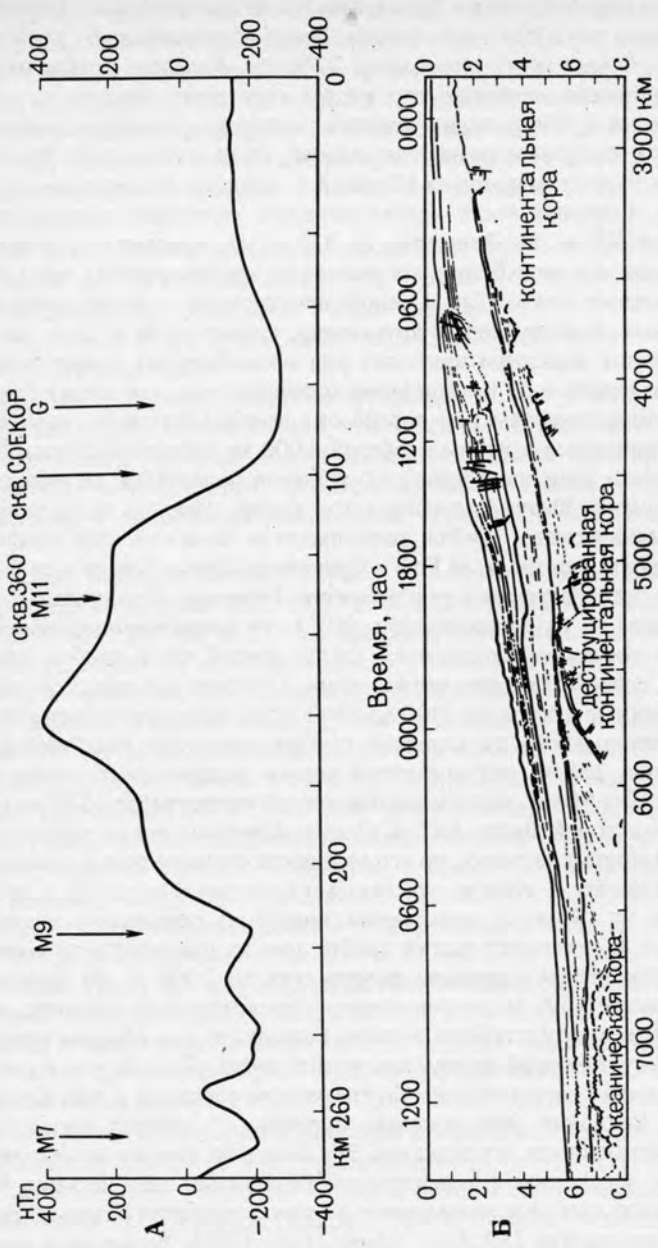


Рис. 11. Структурный профиль подводной окраины Юго-Западной Африки в Капской котловине (Б) и кривая аномального магнитного поля (А) по данным глубинного сейсмического профилирования и промышленного бурения компании "СОЕКОР" и "Гломар Челленджер". По Дж. Остину и Е. Учули (1982 г.)
 М7, М9, М11 и G — индексы аномалий

падной части горный массив протягивается в юго-западном направлении от мыса Фрио до восточного фланга Южно-Атлантического хребта. Его протяженность таким образом около 2700 км. Контуры хребта изломанные, подчеркивают сложение его рядом горстовых блоков, ограниченных разломами и обладающих каждый несколько различающимися простираниями и наклоном то на северо-запад, то на юго-восток. Вершинная поверхность блоков выровнена абразией в периоды более высокого стояния хребта. Северная часть хребта образует сплошной массив, раздвигающийся на 30° ю. ш. Примерно на 32° ю. ш. начинается группа раздробленных, но все еще блоковых массивов хребта, причем часть из них имеет необычные для хребта в целом простирания — северо-западные — юго-восточные. Еще дальше к юго-западу, примерно на 2° з. д. на смену этим блоковым массивам приходит ряд обособленных конических гор-вулканов, лежащих в более или менее линейной зоне, так что их еще можно считать продолжением или вернее окончанием Китового хребта. Хребет, оконтуриваемый в целом изобатой 4000 м, заканчивается на 7° з. д. глубоководным проходом Вимы с глубинами более 4000 м, отделяющими его от фланга Южно-Атлантического хребта. Именно здесь на фланге срединноокеанического хребта располагается большой рой подводных гор, в том числе с островами Гоф и Тристан-да-Кунья. Блоки в теле Китового хребта располагаются кулисообразно. Разломы, ограничивающие их, ориентированы то на северо-восток (60°), то почти меридиально (10°). Исключение составляют разломы в самой южной части хребта, ориентированные в северо-западном направлении. Глубины над плоской вершинной поверхностью хребта от 1400 до 2800 м, но отдельные плосковершинные пики поднимаются до меньших глубин, например, над банкой Вальдивия глубина 231 м, над восточной ветвью раздвоенного конца северной части хребта 964 м, над массивами южной части хребта 1529 м, 1419 м и 1225 м, над горой Вюста 887 м. Осадочный чехол почти полностью отсутствует на крутых склонах, но его мощность очень велика в понижениях фундамента хребта — между отдельными блоками. Например, в грабене, отделяющем хр. Фрио от континента, мощность осадочного заполнения около 10 км. В остальных частях хребта, уже на удалении от континента, мощность заполнения карманов фундамента до 2000 м. На вершинах с глубинами менее 1600 м покров осадков, промываемых течением, не толще 300–400 м, а если глубины вершин больше, то там обычны мощности до 800 м. Акустический фундамент хребта очень ровный, и в этом отношении он сходен с акустическим фундаментом соседних с ним Капской и Ангольской котловин. Как показало бурение, его слагает толща базальтов, переслаивающихся с осадками. Эти базальты по своему составу щелочные, они не сходны с толеитовыми базальтами осевой зоны Южно-Атлантического хребта и напоминают в этом отношении базальты Восточно-Индийского хребта [39, Hey, Sibuet et al., 1983]. Базальты и трахитовые туфы северной и южной частей хребта сходны с лавами островов Гоф и Тристан-да-Кунья и вместе с ними сходны с экструзивами Намибии [18]. Результаты глубинного сейсмического зондирования охватывают

лишь верхнюю часть коры Китового хребта и интерпретируются не очень определенно. При этом они с одинаковым успехом могут быть использованы для того, чтобы рассматривать фундамент хребта как океанический или как континентальный, поскольку по крайней мере верхние 4 000 м фундамента сложены породами со скоростями волн 3,0–3,8 и 5,7 км/с.

Полная мощность коры под хребтом, определяемая по сейсмическим и гравиметрическим данным, — от 12 до 25 км [40, Chave, 1979; 33, Coslin, Sibuet, 1975].

Для восточной части хребта методом МОВ ОГТ установлены континентальный тип глубинной структуры фундамента и наклонное падение слоев вулканогенно-осадочной толщи фундамента в сторону океана [39, Hey, Sibuet et al., 1983], столь характерное для многих переходных зон Атлантического типа.

Китовый хребет изостатически уравновешен, но у подножия его нет прогиба поверхности фундамента, что позволяет предполагать региональные погружения. Китовый хребет асейсмичен. Вдоль него протягивается интенсивная положительная аномалия магнитного поля, несогласная по простиранию с линейными аномалиями переходной зоны Западной Африки.

Историю развития Китового хребта можно представить себе по результатам бурения скважин 362, 363, 530–532 в восточной части его, скважин 525, 526, 529, 528 и 527 по профилю через среднюю часть хребта и скв. 359 на одной из вулканических гор западной части. Формированию хребта как поднятия, по-видимому, предшествовала первая фаза рифтогенеза: на месте будущей впадины Южной Атлантики и на окраине обрамляющих ее сейчас континентов произошли излияния покровных базальтов в поздней юре — начале мела и дробление древнего континентального массива разломами. Во вторую фазу рифтогенеза, последовавшую в период до конца альба, дробление континентальных блоков усилилось, но они все сохраняли высокое положение, и когда наступила следующая фаза, то излияние покровных базальтов и проявление вулканизма от маастрихта до палеоцена происходили в субазральных и мелководных условиях. В это время начались опускания в области современной Ангольской котловины. Там создались обширные мелководные лагунные моря с температурой воды примерно + 23°, в которых накапливались эвапориты апта-альба, а затем черные сапропелевые сланцы альба-турона. Китовый хребет в это время играл роль края шельфа, лежавшего южнее Ангольской котловины. Можно предполагать, что невысокое поднятие, разделявшее в то время Ангольскую и Капскую котловины, было шире современного Китового хребта. В ходе продолжавшегося регионального погружения Китовый хребет отставал от ложа Ангольской и Капской котловин и в палеоцене на его северо-западном склоне развивались оползни и суспензионные потоки, тогда как гребень хребта в палеоцене и эоцене, а частью и в олигоцене был все еще сушей или мелководьем, выравнившимся абразией. Только в позднем миоцене через барьер Китового хребта в Ангольскую котловину хлынули холодные воды Антарктики. Тектоническая природа Китового хребта, как и ряда других асейсмичных глыбо-

вых хребтов океана, недостаточно понятна. Альтернативно гипотезам, основанным на концепции тектоники плит [39, Hey, Sibuet et al., 1981; Moog, Rabinovitz, 1981], представляется возможным развивать представление о нем, как о фрагменте древней континентальной платформы, частично переработанной в процессе океанизации по периферии рифтогенального пояса Южно-Атлантического хребта, как об останце оседания, приведшего в области Ангольской и Капской котловин к завершенной океанизации. Пространственное положение и простирания Китового хребта логично связывать с юго-западным продолжением одного из крупнейших линейных элементов Африки, отмечаемым на континенте так называемой "Великой отрицательной аномалией Буге" и интерпретируемой, как зона утонения континентальной литосферы. Ее обычная для Африки толщина оценивается в 100 км, а в зоне этой аномалии — 55–36 км и менее. Этой зоне утонения литосферы сопутствуют многочисленные разломы и структуры растяжения. Ось ее протягивается от Баб-эль-Мандебского пролива через зону Восточно-Африканских рифтов и выходит на побережье Атлантического океана в районе мыса Фрио [40, Brown, Gildler, 1980]. К этой зоне в Анголе и Намибии приурочены байкалды пояса Дамара. Она может быть продолжена в океан и совпадет с Китовым хребтом [40, Neev et al., 1982]. Такое продолжение возможно, если предположить и продолжение в океане, хотя бы и переработанного океанизацией, литосферного массива Африки. Тогда и в океане этот линейный элемент будет проявлять себя как пояс, вдоль которого наиболее вероятны дислокации и вулканическая активность с базальтовыми лавами щелочного состава, особенно в обстановке океанизации по периферии мантийного диапира, обусловившего рифтогенез в области Южно-Атлантического хребта. Там переработка коры в ходе рифтогенального процесса наиболее интенсивна. Поэтому примечательно, что Китовый хребет, как блоковая структура, заканчивается при подходе к флангу рифтогенального хребта, а проявления вулканизма на нем усиливаются по мере приближения к этому флангу. Глыбовые блоки северо-западного простирания в южной части хребта можно рассматривать при этом как структуры зоны краевых дислокаций, обычные для периферии срединноокеанических хребтов. На западной стороне Южно-Атлантического хребта симметрично этим структурам лежит меридианально ориентированное поднятие 30° з. д., обычно связываемое с возвышенностью Риу-Гранди.

Глыбовые дислокации в зоне Китового хребта происходили, видимо, в условиях сжатия, распространявшегося со стороны расширяющегося свода Южно-Атлантического хребта, на границе двух погружающихся несколько различными темпами блоков фундамента ложа Ангольской и Капской котловин. Фундамент Капской котловины до сих пор сохраняет более высокое положение и лежит примерно на 500 м выше, чем фундамент Ангольской котловины. По своей морфологии и по ориентировке под углом около 45° к оси срединноокеанического хребта Китовый хребет вызывает ассоциации с такими асейсмичными блоковыми хребтами других частей Мирового океана, как Восточно-Индийский, Мальдивский и Наска.

К северу от мыса Фриу и до вершины Гвинейского залива западная окраина Центрально-Африканской докембрийской глыбы испытывает флексурообразное погружение в сторону ложа Ангольской котловины с образованием серии приокеанических прогибов, осложненных разломами. Часть этих прогибов полностью заполнена осадочным материалом и располагается в пределах береговых равнин суши — таковы осадочные бассейны Габона, нижнего Конго и Кванзы. Другая часть прогибов находится уже в пределах шельфа и континентального склона. Шельф на всем протяжении побережья до дельты Нигера имеет небольшую ширину — порядка 18–35 км, но расширяется до 55 км близ устьев рек Конго и Нигера. Фундамент переходной зоны образует два-три пологих прогиба, разделенных поднятиями. Восточное из этих поднятий ограничивает прогиб располагающийся под шельфом, западное — служит обрамляющим ступени континентального склона плато Луанда, лежащего на глубинах от 1700 до 2500 м и обладающего шириной около 180 км. Со стороны океана склон этого поднятия представляет собой невысокий, но крутой уступ интрузивного поднятия Агостиньо Нето [4]. К западу от него нижняя часть континентального склона (континентальное подножие) полого спускается к ложу Ангольской котловины. Поверхность фундамента от побережья и до внешнего края плато Луанды представлена погруженными толщами докембрийских метаморфических пород байкалитид, покрывающими их так называемыми "подсолевыми" аркозовыми песчаниками, кислыми эффузивами и базальтовыми покровами, аналогичными, по-видимому, позднеюрским базальтам Хоахана и Каокофельд (168 млн. лет) [27, Austin, Uchupi, 1982]. К западу от плато Луанды акустический фундамент представлен покровами базальтов предположительно позднемелового возраста. Осадочный клин переходной зоны, образующий аккумулятивную террасу шельфа и заполнение прогиба фундамента под плато Луанды по своему строению сходен со строением осадочных толщ перикокеанических прогибов континента — бассейнов Кванзы и Габона. Скважины 364 и 365 Проекта глубоководного бурения вскрыли в верхней части разреза этого клина толщу неконсолидированных осадков от современного до позднемелового возраста, общей мощностью 580 м, подстилаемых консолидированными отложениями сапропелевых известняков и битуминозных доломитов с высотой внутривертеброидной соленостью. По данным сейсмического зондирования нижнюю часть осадочного клина составляет соленосная толща апт-альбского возраста, служащая продолжением соленосной толщи береговой равнины бассейнов Кванзы и Габона. Соленосная толща имеет сложную структуру с проявлением интенсивного галокинеза, в результате которого мощность соляного слоя колеблется от 500 до 5 000 м. Многочисленны соляные диапирь, изгибающие и прорывающие вышележащие слои осадков (рис. 12). Мелководный и при том прибрежный характер осадков верхнего мела (сапропелиты с пылью наземных растений, остатки моллюсков иноцерамус, мелководные фораминиферы) свидетельствуют о том, что вплоть до конца позднего мела глубины в пределах современного континентального склона не превышали 500 м, а берег был удален не более чем

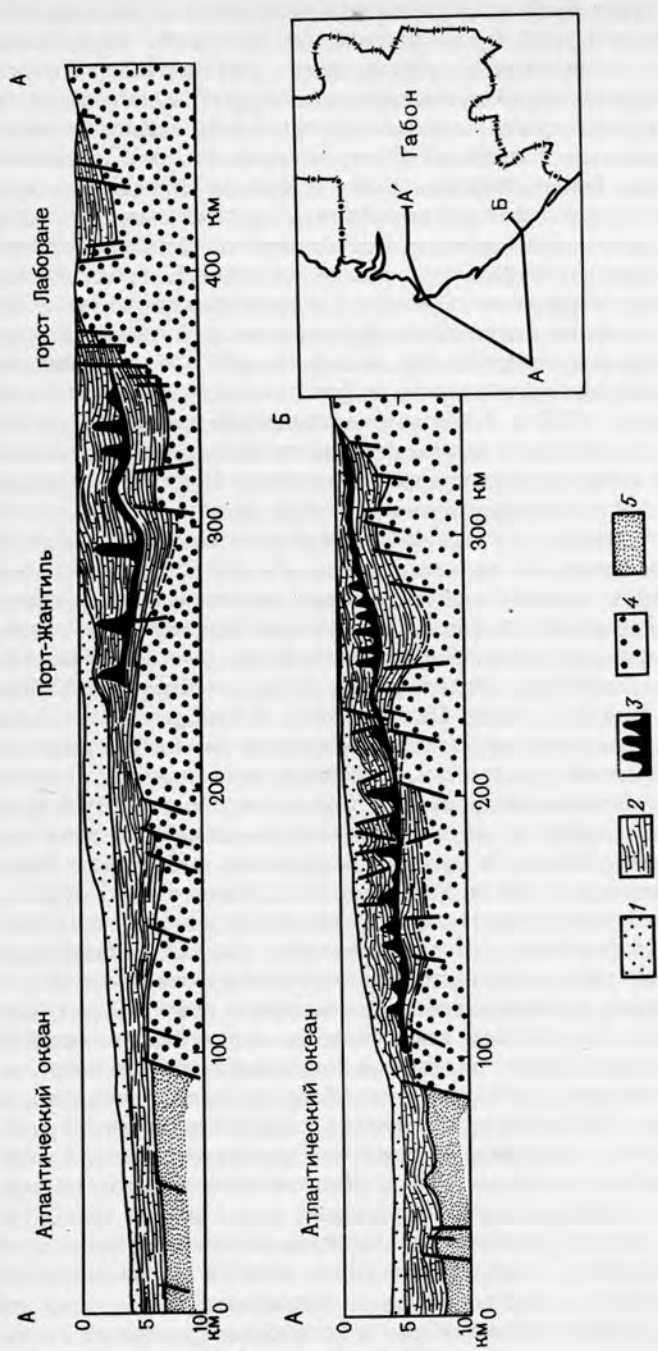


Рис. 12. Структурные профили Западной Африки. По Р. Беку и П. Ленеру (1974 г.)

1 — кайнозойские отложения; 2 — меловые отложения; 3 — соль; 4 — континентальный фундамент; 5 — океанический (акустический) фундамент. Справа внизу — схема положения профилей

на 200–250 км. Погружение на современные глубины началось, вероятнее всего, в палеоцене, и амплитуда его достигала 3 000 м [18, 22].

На этот осадочный клин переходной зоны вблизи устья р. Конго накладывается мощное аккумулятивное тело – конус выноса р. Конго, образующий выступ в нижней части континентального склона шириной до 200 км. Поверхность конуса прорезана подводным каньоном Конго. Глубина вреза каньона Конго в континентальный склон порядка 400–1400 м, причем он врезан в толщу пояса диапиров апта–альба. К основанию континентального склона на глубине 2700 м примыкает мощное – более 3 000 м толщиной – аккумулятивное тело континентального подножия шириной до 650 км. Его поверхность полого спускается до глубин порядка 5300–5500 м. Продолжение русла каньона Конго по континентальному подножию сопровождается хорошо развитыми прирусловыми валами.

Ложе Ангольской котловины оконтурено изобатой 5 000 м. В восточной части котловины значительное пространство занято аккумулятивным континентальным подножием. В средней части лежит плоская абиссальная равнина на глубинах 5500–5700 м, шириной примерно 460 км с мощностью осадков 100–500 м. К западу от нее идет полоса сложного грядового рельефа, отражающего дробление фундамента системой незамаскированных тонким (менее 100 м) осадочным покровом трансокеанических разломов широтного направления, в том числе таких, как Мартин-Вас, Хотспур, Св. Елены, выходящих за пределы восточного Южно-Атлантического хребта. На систему этих разломов накладывается ряд вулканических подводных гор (2297 м, 1527 м, 2203 м, 537 м, 2853 м и др.), связанных с крупным линейamentом северо-восточного направления, являющимся продолжением Камерунского разлома Африки.

Возраст акустического фундамента Ангольской котловины был установлен бурением лишь в юго-западном углу ее. В скв. 17 и 522 фундамент имеет позднеолигоценовый и эоценовый возраст. Судя по характеру осадков в низах скважин, мелководные условия существовали на месте этой котловины еще в олигоцене и начале миоцена [8]. Обращает внимание выровненность акустического фундамента, позволяющая предположить покровный характер базальтовых полей.

Невысокое, но довольно широкое сводовое Гвинейское поднятие разделяет Ангольскую и Гвинейскую котловины. Морфология этого поднятия очень сложна и определяется продолжением вдоль него трансокеанических разломов Пернамбуку, Вознесения, Фернандо-По и других, еще не имеющих названия. Осадочный покров имеет ничтожную мощность или отсутствует, поэтому расчлененность рельефа, соответствующая раздробленности фундамента, значительная. Отдельные вулканические пики и гребни приразломных гряд поднимаются до глубин 1339 м, 1860 м, 2290 м, 1350 м, 545 м, а глубины в желобах достигают 5130 м, 5914 м, 4935 м и 4960 м. Однако средний уровень свода – это глубины порядка 4500 м.

Структура фундамента континентальной окраины древней Африканской платформы в Гвинейской котловине существенно осложнена

тем, что во входящем углу Гвинейского залива происходит наложение приокеанических прогибов на погружения вдоль серии разломов, служащих восточным продолжением системы приэкваториальных разломов Срединно-Атлантического хребта (разломы Чейн, Романш, Первого градуса ю. ш., Сан-Паулу) и разломов южного продолжения гигантской мегазоны разломов Африканского континента, пересекающей его от восточной части Средиземного моря из вершины Суэцкого залива до вершины Гвинейского залива. В эту мегазону разломов входят разломы, получившие название "системы Пелузиум" [40, Neev et al., Neev, Holl, 1982]. В широкую (до 740 км) полосу этой зоны входят разломы от Таусир-Каттар по северо-западному краю до Камерунского на юго-восточном краю, и прогибы (грабены) бассейнов Вольта и Бенуэ и Нижнего Конго. Фундамент в Нигерийском бассейне погружен на глубину 11 км и прогиб полностью заполнен мощной осадочной толщей с возрастом от альба.

Шельф вдоль восточного берега Гвинейского залива, обращенного к Ангольской котловине, сохраняет небольшую ширину, а континентальный склон образует два выступа: южный из них связан с выходом в океан Камерунского разлома и вулканическими постройками островов Фернандо-По, Принсипе, Сан-Томе и Аннобон, а более северный — с дельтой и конусом выноса Нигера. Поверхность склона между этими выступами прорезает подводный каньон Габон, русло которого спускается на глубину до 5 000 м к абиссальной равнине Гвинейской котловины.

Вдоль северного берега Гвинейского залива, обращенного к Гвинейской котловине, прогиб раздробленного фундамента Африканской платформы образует на суше узкий бассейн Берега Слоновой Кости. Глубина прогиба фундамента здесь до 6 км. Узкий шельф Берега Слоновой Кости ограничен к югу восточным продолжением зоны разлома Сан-Паулу и несколько более широкий рельеф Ганы (Золотого Берега) — продолжением зоны разлома Романш. Мощность осадочной толщи в подводной части бассейна Берега Слоновой Кости, сложенной меловыми и кайнозойскими осадками, достигает 5 км [4]. В низах этой толщи предпологается продолжение палеозойского осадочного чехла, вскрытого промышленным бурением на шельфе Ганы (Золотой Берег) на глубине около 2700 м. Крутой уступ нижней части континентального склона опускается к глубинам 4500—5 000 м ложа Гвинейской котловины. К югу от г. Абиджан поверхность склона прорезана подводным каньоном Труасанс и у подножия выдвинут конус выноса, оконтуриваемый изобатой 5 000 м.

Ложе Гвинейской котловины оконтурено изобатой 5 000 м. Восточная часть его занята аккумулятивной абиссальной равниной с глубинами 5134—5144 м. Мощность осадочной толщи этой равнины до 1 000—2 000 м. В западной же части котловины мощности осадочного покрова резко сокращаются, и в рельефе дна отражены приразломные хребты и желоба восточных продолжений трансекваториальных разломов Шарко, Бенуэ, Чейн, Романш. Восточные части экваториальных разломов Атлантики — Романш, Первого градуса и Сан-Пау своими приразломными хребтами отделяют Гвинейскую котловину от лежащей севернее котловины Сьерра-Леоне.

Западное обрамление Южной Атлантики образует восточная окраина континента Южной Америки. Очертания окраины этого континента в известной мере повторяют очертания западной окраины африканского континента, что дает повод для представлений о расколе единой некогда Пангеи по рифтовой трещине и раздвижении плит, края которых сохраняют контур этой трещины. В действительности очертания восточной окраины Южной Америки в деталях отличаются от очертаний окраины Западной Африки. Тектоническая природа деталей морфоструктуры противоположащих окраин этих континентов сходна: в обоих случаях мы имеем дело с раздроблением краев древних щитов и платформ системой разломов в поздней юре — раннем мелу, с формированием ступенчатых блоков, системы горстов и грабенов. Раздробление сопровождалось устойчивым, прогрессирующим погружением континентальной окраины и интенсивным магматизмом, два ранних пика которого приходится на окраине Южной Америки на раннемеловое (лавы Сьерра-Чераль, 110—140 млн. лет) и на поздне меловое—палеогеновое время (50—80 млн. лет). Подобное раздробление окраины Западной Африки на ступенчатые блоки, горсты и грабены также сопровождалось магматической активностью серии Стромберг (168 млн. лет) в конце эпохи Карру (ранняя юра) 190—170 млн. лет и серии Каокофельд в раннем мелу (135—114 млн. лет). Общим для этих противоположащих континентальных окраин был процесс тектонического раздробления, протекавшего в различных геологических условиях, но определившего в какой-то мере сходные, хотя отнюдь не абсолютно идентичные их очертания [24].

Восточная окраина Южной Америки образована в южной части континента Пампо-Патагонской плитой, докембрийский фундамент которой преимущественно перекрыт палеозойским осадочным чехлом и выступает на поверхность лишь местами [в частности, на Фольклендских (Мальвинских) островах], и огромным Гвианско-Бразильским мегащитом, на значительном пространстве которого на поверхность выходит докембрийский фундамент, лишь местами перекрытый осадочным чехлом, а вдоль обращенного к Атлантическому океану края — базальтовыми траппами [24].

Система разломов восточной окраины Южной Америки имеет три основных ориентировки: 1) северо-западную, характерную для древнего фундамента Пампо-Патагонской плиты в южной части континента, 2) северо-восточную, характерную для структур древнего фундамента Гвианско-Бразильского щита и для относительно молодых дислокаций вдоль всего края континента — вельдской активизации — вспышки тафрогенеза (конец юры — начало мела), 3) широтную, характерную для транс-континентальных — трансокеанических (трансформных) разломов. Такими разломами ограничены поднятые и опущенные ступенчатые блоки фундамента, контролирующие накопление послемеловых осадочных толщ. Именно они определяют наблюдаемое распределение осадочных тел на окраине континента, в толще шельфа и континентального склона, что в свою очередь существенно влияет на морфологию дна.

Разрез чехла восточной окраины Южноамериканского континента, полученный бурением на суше и шельфе, делится на три основные толщи. Нижняя, континентальная, — в основании ее лежит докембрийский фундамент и сложена она глубокообломочными континентальными осадками раннемелового (вендского) времени и основными магматическими породами траппов периода вельдского тафрогенеза. Средняя толща — это мелководные и на значительном протяжении континентальной окраины Бразилии соленосные эвапоритовые толщи аптского времени, формировавшиеся в условиях внутриконтинентальных заливов и озер. Верхняя толща начинается отложениями прибрежных бассейнов верхнего мела, постепенно сменяющимися все более глубоководными осадками современного шельфа и континентального склона и образует мощный аккумулятивный клин, наклоненный в сторону океана в форме моноклинали и заполняющий прогиб фундамента с образованием аккумулятивной террасы шельфа. Амплитуда прогиба фундамента в основании континентального склона достигает 10–12 км и мощность осадочной толщи на окраине континента достигает 8–10 км.

Кровля нижней толщи ассоциируется с выявляемым сейсмическим зондированием слоем со скоростями сейсмических волн 4,5–6,0 км/с на суше и 5,0–5,6 в подводной окраине континента; она испытывает погружение в сторону океана. Это тектоническое погружение сопровождалось активизацией сбросов, дробивших фундамент и основание осадочной толщи на ступенчатые блоки. С развитием сбросов была связана субаквальная магматическая активность позднемелового — палеогенового времени (80–50 млн. лет).

В самой южной части западной окраины Южной Атлантики находится островная дуга Скоттия (Южно-Антильская или Южно-Сандвичева), соединяющая Антарктический полуостров континента Антарктиды с южной оконечностью континента Южной Америки — архипелагом Огненной Земли и Патагонией. В состав дуги входят группы островов Южно-Оркнейских, расположенных на ориентированном в широтном направлении южном отрезке дуги — хр. Южная Скоттия, Южно-Сандвичевых островах, лежащих на восточном, меридианально ориентированном выступе дуги, и Южная Георгия, а также скалы Блэк-энд-Шэг и Бэрдвуд на северном широтном отрезке — хр. Северная Скоттия. С хребтом Южно-Сандвичевых островов сопряжен одноименный глубоководный океанический желоб с максимальной глубиной 8428 м, в целом оконтуриваемый изобатой 6 000 м.

Отмели Южно-Сандвичевых островов очень узки и склоны хребта круты, причем восточный склон представлен внешним поднятием, подобным внешним подводным хребтам островных дуг Тихого океана. Однако группы островов Южно-Оркнейских и Южной Георгии обладают шельфами шириной до 75–150 км и их цоколи в целом имеют почти изометрические, а не вытянутые очертания, напоминая скорее блоки краевых плато, чем линейные структуры, характерные для островных дуг. Фундамент островов Южного и Северного хребтов дуги Скоттия слагают позднепалеозойские и, вероятно, более древние метаморфические осадоч-

ные и вулканогенно-осадочные породы, несогласно перекрытые кислыми вулканическими породами юрского возраста. Этот фундамент может быть отнесен к раннемезозойскому складчатому обрамлению Гондваны. Восточное звено дуги — хр. Южно-Сандвичевых островов — это цепочка молодых вулканов, лавы которых — кайнозойские андезиты с дифференциатами до дацитов и липаритов. Отмечаемое сходство между разрезами Патагонских Анд и Антарктического полуострова послужило основанием для представлений о былой связи между ними. Однако разрезы о-вов Южно-Оркнейских и Южной Георгии менее сходны с ними, и связь между Южно-Американскими Кордильерами и Кордильерами Западной Антарктиды осуществлялась скорее через пролив Дрейка, чем через дугу Скоттия, образовавшуюся в середине мела. Существенные различия в сейсмической активности дуги — весьма интенсивной в звене Южно-Сандвичева хребта и слабой в звеньях Южного и Северного хребтов Скоттия — позволяют предполагать различную природу этих хребтов. Если Южно-Сандвичев хребет может быть отнесен к числу типичных активных островных дуг, то последние являются почти асейсмичными блоковыми хребтами, связанными с зонами разломов, нарушивших связь между Антарктидой и Южной Америкой.

К северу от дуги Скоттия начинается подводная окраина континента Южной Америки, образуемая в южной его части, к югу от 38-й параллели ю. ш., восточным погружением Пампо-Патагонской плиты, а к северу от 38-й параллели — окраиной Гвианско-Бразильского мегащита. Континентальный шельф у берегов Огненной Земли и Патагонии образует широкий выступ, в основании которого лежит Фолклендская (Мальвинская) платформа. На ней располагаются Фолклендские (Мальвинские) острова, сложенные умеренно деформированными палеозойскими отложениями. Продолжением этого выступа еще далее к востоку служит огромное краевое Фолклендское (Мальвинское) плато, отделяемое от хр. Северная Скоттия Фолклендским (Мальвинским) желобом с глубинами более 3500 м. Желоб заполнен осадочной толщей, верхние горизонты которой смяты в складки.

Глубины на Фолклендском (Мальвинском) плато от 2 000 до 3 000 м, но в самой восточной части плато находится банка Мориса Юнга с глубинами менее 1500 м. Северный край Фолклендского плато ограничен крутым сбросовым обрывом — Фолклендским эскарпом, у подножия которого глубины превышают 6 000 м. Фолклендский эскарп является частью огромной зоны разлома Фолкленд-Агульяс, пересекающей всю Южную Атлантику.

Фундамент Фолклендского (Мальвинского) плато слагает комплекс метаморфических и интрузивных пород докембрийского и раннепалеозойского возраста. Они обнаружены в основании Фолклендских (Мальвинских) островов и вскрыты скв. 330 Проекта глубоководного бурения на юго-западном склоне банки Юнга. Осадочный чехол на плато, пройденный скважинами 327, 329, 330, 511 и 512, внизу своем представлен субэвральными средне-верхнеюрскими осадками, песчаниками, песчанистыми алевролитами с прослоями лигнитов, с обильными остатками наземной растительности, залегающими несогласно на размытой поверхности

фундамента. Умеренное погружение плато отмечается в скв. 330 появлением осадков эпиконтинентального шельфа – терригенных алевролитов, глинистых и сапропелевых аргиллитов – в поздней юре и раннем мелу. Перерыв в накоплении осадков относится к периоду от киммериджа до апта, отмечая, вероятно, поднятие плато, сменившееся незначительным погружением в альбе, за которым вновь последовало поднятие и разрыв, отмечаемые отсутствием осадков от сеномана до палеоцена. В палеоцене–олигоцене плато постепенно погружается, но на нем все еще сохраняются условия краевого моря, отмечаемые высоким содержанием терригенного материала и наннофлорой. Несогласно залегающие выше осадки плейстоцена отмечают погружения до современных глубин, амплитуда которого с олигоцена достигает примерно 3 000 м.

Мощная осадочная толща (до 10 км) заполняет Фолклендский (Мальвинский) желоб между южным краем плато и Северным хребтом Скоттия. Верхняя толща осадочного заполнения Фолклендского (Мальвинского) желоба смята в складки, что дает основания предполагать там условия сжатия, возможно вследствие смещения к северу массива Северного хребта Скоттия [40, Ludwig, Rabinovitz, 1982]. К северу от Фолклендских (Мальвинских) островов континентальный шельф имеет ширину порядка 350–400 км. Край шельфа лежит на глубинах около 400 м, но по мере движения к северу глубина его приближается к обычной, равной примерно 140–150 м, а ширина уменьшается до 180–200 км. Континентальный склон расчленен многочисленными подводными каньонами, из которых наиболее крупные каньоны Альмиранте-Браун, Амагин, Байа-Бланка, Мар-дель-Плата, Рио-де-ла-Плата. Поверхность склона полого спускается к ложу Аргентинской котловины. Основание склона лежит примерно на глубинах 3 000 м, и ниже идет пологая поверхность континентального подножия. Кровля фундамента глубоко прогнута под континентальным склоном и подножием, погружаясь там до глубины 12 км. Заполняющий этот прогиб аккумулятивный клин имеет мощность 8–10 км. Прогиб фундамента совпадает с общей для всей Южной Америки системой грабенов вдоль восточной окраины континента, наложенной в южной части его на подводные продолжения домеловых континентальных бассейнов, как, например, бассейн Рио-Колорадо. Однако в структуре фундамента здесь нет продольных горстовых поднятий, которые играли бы роль седиментационных барьеров, препятствующих сбросу осадочного материала. Видимо, этим можно объяснить локализацию клина послемеловых осадков областью континентального склона и его подножия, тогда как шельф подстилается мощной толщей уплотненных домеловых, палеозойских осадков бассейна Рио-Колорадо. Сложная расчлененность склона определена, по-видимому, реликтовой эрозионной сетью на поверхности погрузившегося платформенного чехла.

К северу от устья Ла-Платы шельф сужается до 110–140 км и лишь в зал. Сан-Паулу имеет ширину до 190 км. Морфология континентального склона к северу от берегов Уругвая и Южной Бразилии осложнена существованием крупнейшего краевого плато Южной Америки – плато Сантос (плато Сан-Паулу). Это плато имеет две ступени. Верхняя ступень лежит

к югу от Рио-де-Жанейро на глубинах от 2 000–2500 до 3 000 м. Нижняя ступень располагается на глубинах порядка 4 000 м. Очертания верхней ступени определены на севере и юге четкими уступами континентального склона, ориентированными в широтном направлении. Вдоль южного края ступени протягивается невысокий гребень — хр. Сан-Паулу — с минимальной глубиной над ним 2703 м. С южным склоном этого хребта совпадает уступ, ограничивающий верхнюю ступень. Южный край нижней ступени выражен менее четко, имеет извилистые очертания, и склон плато постепенно переходит к ложу Аргентинской котловины.

Поверхность обеих ступеней плато Сантос имеет холмистый рельеф, отражающий характер рельефа фундамента, бугристый рельеф лавовых покровов на его поверхности и диапировые структуры слоя эвапоритов.

Восточные края обеих ступеней плато Сантос ограничены уступами почти меридианального простираения, общего с простираением континентального склона всей Восточной Бразилии от Рио-де-Жанейро до Натала. Узкий желоб с глубинами до 4600 м отделяет плато Сантос от подводной возвышенности Риу-Гранди. Поверхность континентального склона на восточных краях обеих ступеней плато Сантос сложно расчленена системой подводных каньонов.

Шельф зал. Сан-Паулу и верхняя ступень плато Сантос подстилаются мощным осадочным телом, известным в своей шельфовой части как бассейн Сантос. Мощность этого осадочного тела около 6 км, и оно заполняет прогиб фундамента, ограничиваемый на юге поднятием фундамента Сан-Паулу. Мощность осадочного чехла на нижней ступени плато Сантос не более 2 км. Кровля фундамента бассейна Сантос и верхней ступени плато Сантос характеризуется скоростями сейсмических волн 6,07–6,57 км/с и погружена на глубины до 8 км. Ось прогиба примерно соответствует уступу континентального склона между шельфом и верхней ступенью плато. Кровля фундамента нижней ступени плато характеризуется скоростями 4,28–4,5 км/с.

В строении осадочного чехла плато Сантос, вскрытого в юго-восточном углу верхней ступени скв. 356 и на южном склоне нижней ступени скв. 358, прослеживаются слои, сопоставимые по своим фациальным условиям со слоями осадочного заполнения шельфового бассейна Сантос, известными по данным промышленного бурения [33, Kumar, Gamboa, 1979]. Кровля фундамента бассейна Сантос, представляющая собой опущенный блок докембрийского щита, сложена базальтовыми покровами, соответствующими лавам Сьерра-Жераль в бассейнах Параны и Эспириту-Санто на суше. Без видимых нарушений этот фундамент продолжается и под верхней ступенью плато Сантос. Также непрерывно прослеживается в бассейне Сантос и под верхней ступенью плато слой эвапоритов аптского времени, сопоставимых с аптскими эвапоритами Южной Бразилии. В альбе в бассейне Сантос накапливались мелководные известняки прибрежных фаций, тогда как на верхней ступени плато — мелководные известняки открытого моря. В туроне—коньяке в бассейне Сантос отлагались грубообломочные конгломераты, а на верхней ступени плато — дистальные турбидиты и сапропелевые сланцы, свидетельствующие о

замкнутости бассейна. Трансгрессия в сантоне—маастрихте препятствовала накоплению терригенного материала бассейном Сантос, и на плато в это время терригенный материал не осаждался. Однако характер позднемеловой наинфлоры плато Сантос свидетельствует о сохранении там все еще относительно мелководных условий. Такое сходство условий осадконакопления и связь бассейна Сантос и плато Сантос по фаціальным условиям свидетельствует о структурной общности континентального шельфа и плато Сантос вплоть до позднего мела. С момента окончания накопления эвапоритов (106 млн. лет) эта связь начинает нарушаться, и ступенчатые блоки фундамента континентальной окраины прогрессивно погружаются, разделяясь разломами, до современных глубин океана. В кайнозойское осадконакопление на своем пространстве подводной окраины континента идет уже в условиях открытого моря. В бассейне Сантос накапливаются мощные толщи терригенных песчано-глинистых осадков, образующих аккумулятивную террасу современного шельфа, тогда как на обеих ступенях плато Сантос осаждаются пелагические карбонатные илы. При этом образование желоба вдоль подножия южного склона хр. Сан-Паулу вызвано эрозией контурным придонным течением.

Акустический фундамент нижней ступени плато Сантос обычно рассматривается в качестве "второго" слоя коры океанического типа, однако мне кажется более правильным идентифицировать его с базальтовыми покровами позднемелового—палеогенового возраста, формирование которых сопутствовало образованию разломов и погружению окраины континента в послекампанское время.

В структуре фундамента плато Сантос важную роль играют разломы широтного направления, определяющие направление уступов континентального склона. Южный уступ верхней ступени лежит на западном продолжении трансокеанического разлома Риу-Гранди, протягивающегося далее к западу по южному краю бассейна Сантос и прослеживаемого на протяжении 200 км на суше по южному краю массива Понта-Гросса. Уступ континентального склона у северного края верхней ступени также связан с широтным трансокеаническим разломом 24° ю. ш. и прослеживается на суше в зоне разломов Таксагуара и Парапанема. С меридианальным разломом связано восточное обрамление плато и желоб Риу-Гранди, отделяющий его от одноименной возвышенности.

К северу от зал. Сан-Паулу и до устья р. Жекитиньонья морфология подводной окраины континента сохраняет сложный характер. Близ г. Витория шельф сужается до 55 км, но к северу от 20° ю. ш. он образует два выступа, банку Альбатрос шириной до 190 км, и банку Королевы Шарлотты шириной до 110 км. Континентальный склон разбит на ряд уступов и ступеней и осложнен, отходящими на восток от южного края банки Альбатрос подводным хребтом, вдоль которого располагается цепочка вулканических гор Шамплейн, Витория, Монтегю, Жезеур и Дэвис, а еще дальше к востоку, уже на ложе океана, гора Колумбия и горы с островами Тринидади и Мартин-Вас. Этот хребет соответствует западному окончанию трансокеанического разлома Мартин-Вас. Северный край банки Аброльос также ограничен западным окончанием трансокеаничес-

кого разлома, названного по имени подводной горы Хотспур, расположенной в основании континентального склона. Разделяющий банки Аброльос и Королевы Шарлотты грабен с подводной горой Минерва связан, видимо, с западным окончанием трансокеанического разлома Св. Елены. К северу от банки Королевы Шарлотты шельф сужается до 20–10 км и представляет собой узкую абразионную террасу. Континентальный склон круто (4° – 20°) падает к глубинам 4 000–4 300 м и лишен аккумулятивного подножия. Поверхность склона прорезана многочисленными каньонами.

Очертания края шельфа и общее направление континентального склона от зал. Сан-Паулу до г. Натала находятся в связи с системой перикратонных разломов, заложенных в Приатлантической зоне погружений Гвиано-Бразильского щита в конце юрского периода. Система параллельных побережью грабенов и горстов докембрийского фундамента отмечается здесь как на суше, где грабены Сержипе-Алагоас, Сан-Франсиску, Москейра, Байя служили ловушками для осадочного материала и препятствовали его выносу на континентальный склон, так и на подводной окраине, где горсты образуют внешние края банок Альбатрос и Королевы Шарлотты, а грабены их внутренних частей заполнены осадками, включающими слои эвапоритов. К северу от 10° ю. ш. у восточного выступа континента шельф также очень узок, а на склоне лежит неширокое краевое плато Пернамбуку (Ресифе). Строение его сходно со строением описанных выше банок Аброльос и Королевы Шарлотты. Поверхность плато лежит на глубинах от 400 до 2 400 м, ширина ее около 75 км. Очертания плато определяются сбросами и имеют почти прямоугольную форму. На юге плато ограничено западным продолжением трансокеанического разлома Пернамбуку, прослеживаемого на суше в линеаменте Пернамбуку с магматическими телами мелового возраста (80–99 млн. лет), на севере — вероятным продолжением трансокеанического разлома Вознесения, заканчивающегося на суше в линеаменте Патос. Внешний край плато образован горстом докембрийского (547 млн. лет) фундамента, а внутренняя его часть (грабен) заполнена осадками с возрастом от раннего мела до современных мощностью около 1 000 м. Отсутствие в основании континентального склона аккумулятивного подножия связано с ограниченным поступлением материала с континента, улавливающимся краевыми грабенами суши. В осадочном заполнении грабена внутренней части плато Пернамбуку нет эвапоритов аптского времени, что характерно также и для грабенов суши к северу от линеаamenta Пернамбуку. Это свидетельствует, видимо, о связи окраины Северной Бразилии с тем структурным барьером Экваториальной Атлантики, который ограничивал с севера область развития эвапоритов Южной Атлантики в раннемеловое время.

Аргентинская котловина имеет очертания не симметричные очертаниям противоположащей ей на восточной стороне Южно-Атлантического хребта Капской котловине. Юго-западная часть этой котловины глубоководным заливом вдаётся к северу от Фолклендского (Мальвинского) плато в пределы континентального массива Южной Америки. Котловину

оконтуривает изобата 4500 м. Рельеф ложа этой большой котловины разнообразен. Наибольшие глубины связаны с желобом Фолклендско-Агульясского трансокеанического разлома — до 6200 м. Приразломный Фолклендский хребет лежит к востоку от Фолклендского плато и его гребень поднимается до глубин менее 3000 м (2582 м, 2846 м). К югу от этого хребта примечательны два параллельных друг другу и оси Южно-Атлантического хребта глыбовых хребта: Ислас-Оркадас, с глубинами над вершинной поверхностью менее 3000 м, и Северо-Восточный Георгия, с глубинами над вершинной поверхностью менее 2000 м (минимальная — 1629 м). В центральной части котловины находится едва заметное в глубинах дна, но отвечающее очень широкому своду фундамента Аргентинское поднятие. В середине этого поднятия существует коническая гора-вулкан Лонарди (4500 м). Прогибы фундамента располагаются вдоль подножия континентального склона и заполнены мощными (до 4000–6000 м) аккумулятивными толщами континентального подножия и Аргентинской абиссальной равнины до 200 м. В восточном направлении мощность осадочного покрова на ложе котловины постепенно убывает: на 30° з. д. она менее 1000 м, на 25° — порядка 300 м и становится ничтожно малой на 20° з. д. при подходе к флангу Южно-Атлантического хребта. Соответственно этому ровная или слегка волнистая поверхность аккумулятивных равнин сменяется к востоку от 30° з. д. холмистым рельефом, а от 20° — грядово-желобным. Следует отметить, что рельеф акустического фундамента ложа котловины отличен от грядово-желобового рельефа Южно-Атлантического хребта.

Очень характерной особенностью Аргентинской котловины является широкое развитие флювиоаккумулятивных хребтов-дрифтов, возвышающихся над ложем на 100–150 м: полукольцевого дрефта Аргири, лежащего у подножия континентального склона, дрефта Запиола, тоже полукольца в южной части котловины, и дрефта Юинга к югу от возвышенности Риу-Гранди. Мощность аккумулятивных тел в дрефте Запиола — до 2400 м, в дрефте Аргири — до 1200 м и до 1400 м в дрефте Юинга. Образование этих флювиоаккумулятивных хребтов связано с холодными придонными контурными и вихревыми течениями, идущими из Антарктики. Скважина глубоководного бурения 514 в юго-восточной части котловины достигла базальтов акустического фундамента, на которых залегают глубоководные осадки от олигоцена до современных. В северной части котловины скв. 358 вскрыла относительно мелководные осадки верхнего мела, но не достигла акустического фундамента. По характеру осадков устанавливается период интенсивного погружения фундамента с раннего маастрихта до среднего эоцена. Признаки вторжения в котловину относительно холодных антарктических вод обнаруживаются в эоцене и еще более холодных в миоцене.

Морфологическим барьером между Аргентинской и Бразильской котловинами служит выступ континентального склона с краевым плато Сан-Паулу, возвышенность Риу-Гранди и приразломные гряды на западном продолжении поперечных разломов Южно-Атлантического хребта примерно на 35° ю. ш. Возвышенность Риу-Гранди оконтурена изобатой

4000 м и имеет округлые очертания, выровненная вершинная поверхность (плато Риу-Гранди) лежит на глубинах порядка 1500–2500 м. Отдельные вулканические пики поднимаются до глубин 647 и 1683 м. Вершинная поверхность плато покрыта слоем осадков до 1250–1500 м. Акустический фундамент сложен породами с скоростями сейсмических волн 3,5 км/с и мощностью не менее 1000 м. Их можно интерпретировать как толщу базальтовых лав, переслаивающихся с осадками, или как уплотненные осадочные породы континентального фундамента. На возвышенности пробурено шесть скважин глубоководного бурения: 21 и 22 на северном склоне, 517 и 518 на западном склоне и 516 и 357 на вершинной поверхности. По данным этих скважин в коньяк-сантонское время возвышенность представляла собой высокую (до 2000 м) сушу, остров или часть континентальной окраины, где в позднем мелу произошли излияния базальтов, сходных по составу с базальтами Исландии. В среднем эоцене здесь было мелководье, или, возможно, оставалась еще суша, связанная с континентом, откуда в осадки поступали кварц, плагиоклаз и полевой шпат. В позднем эоцене связь с континентом нарушается из-за образования желоба-грабена Риу-Гранди (Вима) с глубинами до 4300 м, сквозь который в Бразильскую котловину устремились холодные придонные антарктические воды их Аргентинской котловины. Высокое мелководное положение возвышенности сохранялось еще до раннего миоцена и только в среднем миоцене она погружается на современные глубины.

К возвышенности Риу-Гранди с востока примыкает узкий глыбовый хребет, вытянутый примерно вдоль 30-го меридиана э. д. Он оконтурен изобатой 4000 м, а вершины его гребня поднимаются до глубин 1455, 2442 и 2399 м. Его ориентированность параллельно простиранию Южно-Атлантического хребта указывает на связь с зоной краевых дислокаций между расширяющимися флангами этого хребта и устойчивой платформой ложа Аргентинской котловины. Именно этой зоне соответствуют интенсивные и относительно долгопериодные аномалии магнитного поля, тогда как к западу от нее начинается зона спокойного поля.

Бразильская котловина характеризуется глубинами более 4500 м. В западной части ее лежит широкое аккумулятивное континентальное подножие, сформированное в значительной мере за счет роста флювиоаккумулятивных хребтов-дрифтов Альмейда с глубинами на гребне около 4100 м и Парнаиба с глубинами гребня 4200–4400 м. Мощность осадочной толщи в этих дрифтах до 1600 м. К востоку от них лежит абиссальная равнина Пернамбуку с глубинами 5500–5750 м. Однако мощность осадочного покрова под ней невелика — порядка 200–300 м, а к востоку от нее становится еще меньше — 150–170 м. Поверхность акустического фундамента здесь ровная, и поэтому несмотря на малую мощность покрывающего его осадочного чехла рельеф дна имеет равнинный характер. В пределах котловины со стороны континентального склона Южной Америки далеко вдается гряда вулканических гор, связанная с западной частью трансокеанического разлома Мартин-Вао. На разломе Св. Елены отмечены отдельные вулканические горы (гора Вино-

градова, 1700 м). В Бразильской котловине пробурены шесть глубоководных скважин: 23 и 24 на абиссальной равнине Пернамбуку, 355 в центральной части котловины, 515 — в южной и 19 и 20 в юго-восточной части. В этих скважинах установлены относительно глубоководные условия накопления осадков, отложившихся на базальтах акустического фундамента в кампане в западной части и в среднем эоцене в восточной части котловины. В последующее время глубины котловины возросли на 2 000—3 000 м. В позднем эоцене— олигоцене произошло уже упоминавшееся выше вторжение холодных антарктических вод [23; 39, Maxwell et al.; Bader et al., 1970; Supko, Perch-Nilsen et al., 1977; Barker, Johnson et al., 1982].

ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

В Экваториальной Атлантике срединноокеанический хребет сложно раздроблен системой трансокеанических разломов Чейн, Романш, Первого градуса южной широты, Сан-Паулу, Четвертого градуса северной широты, Сьерра-Леоне, Долдрамс, Вимы и целого ряда параллельных им менее крупных и не имеющих еще собственного названия. Разделяемые этими разломами блоки хребта имеют глыбовую структуру при протяженности не более 55—75 км и ширине около 830 км. Их осевая зона лежит на глубинах менее 2 000 м, т. е. почти на 1 000 м выше обычных глубин гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта. Платообразная поверхность блоков прорезана рифтовыми ущельями, но грядово-желобный рифтогенный рельеф большей частью выражен менее четко, чем поперечные приразломные хребты. По данным ГСП МОВ строение земной коры и верхней мантии в этой области хребта исключительно сложное. Фундамент состоит из чередующихся линзовидных тел базальтов и консолидированных осадочных пород. Многочисленные разрывные дислокации, многие из которых имеют региональный характер, обуславливают блоковую структуру коры и кровли верхней мантии [16]. Ось Срединно-Атлантического хребта испытывает в пределах Экваториальной Атлантики ступенчатое смещение по разломам к западу почти на 3300 км. Звенья рифтовой зоны в пределах блоков хребта и участки разломов между ними сейсмически активны. Именно этим участкам разломов соответствуют наиболее глубокие части разломных желобов, и в желобе Романш находится одна из максимальных глубин Атлантического океана — 7728 м. Практически все разломы экваториальной части Срединно-Атлантического хребта являются трансокеаническими и прослеживаются на окраинах континентов Африки и Южной Америки. Желоба разломов — это зияющие изостатически не уравновешенные трещины-грабены, в которых обнажается характерный разрез земной коры: постемеловые магнетитовые толеитовые базальты сменяются габбро-диабазами и железистыми базальтами, рассматриваемыми в качестве допалеогенового траппового основания рифтогенного комплекса. Широко развиты протрузии мантийных пород — серпентинитов, гарибургитов, дунитов, лерцолитов [11]. В ряде случаев мантийные протрузии слагают гребни приразлом-

ных хребтов, один из которых выступает над уровнем океана в виде островов Скалы Св. Петра и Павла (Сан-Паулу). Наряду с этими обычными для срединноокеанических хребтов породами в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта обнаружены породы экзотические, свидетельствующие об относительной устойчивости фундамента. Протрузии ультраосновных пород близ разломов Вимы, Сан-Паулу и Романш несут на себе покровы эоценовых и миоцен-плиоценовых рифовых известняков (с детритом кварца, микроклина и ортоклаза, с фауной толсто-стенных моллюсков), сформированных в условиях мелководья и близости к континентальному берегу. Погружение приразломных хребтов и плато на пространстве шириной около 550 км в осевой части хребта произошло не ранее 5 млн. лет назад и, судя по этому, представляется весьма вероятным существование в этой части океана еще в эоцене или даже в миоцен-плейстоцене сухопутного — островного или континентального моста, служившего барьером между глубокими впадинами Южной и Северной Атлантики. Отличие от считающихся типичными частей Срединно-Атлантического хребта в этой части подчеркивается также совершенно нечетко выраженной картиной аномального магнитного поля: интенсивность аномалий мала и они плохо коррелируют друг с другом. Прimoreкающие к хребту возвышенности Сьерра-Леоне с востока и Сеара с запада испытали погружение также не столь давно — в позднем мелу. Известно, что к северу и к югу от Экваториальной Атлантики еще в позднем мелу в молодых океанских котловинах существовали анаэробные условия и накапливались так называемые черные сланцы.

Подводная окраина Африки в Экваториальной Атлантике представлена периферическими частями структурных систем Сахарской плиты Африкано-Аравийской платформы, отделяемой линией Камеруна от Капско-Аравийского щита. К западу от г. Абиджана к побережью выходит край докембрийского Леоно-Либерийского массива, в западной части окаймляемого южным окончанием Мавритано-Сенегальской системы байкальской складчатости. Выступу континента в Гвинее-Бисау соответствует юго-западная ветвь этой системы, срезаемая побережьем океана под прямым углом.

Узкий (шириной около 6 км) шельф протягивается вдоль побережья Либерии, но расширяется до 180–200 км у побережья Сьерра-Леоне, Гвинеи и Гвинеи-Бисау. Обрубленный крутым сбросовым уступом континентальный склон побережья Кот-Дивуар продолжается на запад вдоль южного края треугольного выступа Либерийского краевого плато (поднятие побережья Кот-Дивуар). Это плато делится на две террасы с глубинами около 900 и 1800 м, наклоненные к западу. Благодаря этому в западном направлении континентальный склон Либерии менее крутой. Южный уступ Либерийского плато совпадает с восточным продолжением трансокеанического разлома Сан-Паулу, уходящего затем на континент в систему разломов Пелузиум [40, Neev et al., 1982]. Разлом вдоль западного подножия континентального склона относится к числу ступенчатых сбросов, характерных для всей Атлантической зоны периферических прогибов Африки. Крутой континентальный уступ континентального

склона у широкого шельфа Сьерра-Леоне связан с этим же разломом. Против Гвинеи-Бисау выступ шельфа сопровождается широким выступом континентального склона — краевым Гвинейским плато. Поверхность плато расположена на глубинах от 500 до 1000 м. Плато ограничено крутыми склонами, с северо-восточного на юге и на севере северо-западного простирания. Очевидно, выступы шельфа и континентального склона имеют связь с юго-западной ветвью Мавритано-Сенегальской складчатой системы. С разломами континентального склона связаны интенсивные магнитные аномалии.

Бурение на шельфе Нигерии вскрыло мощный комплекс осадочных пород от нижнедевонских, перекрытых базальтовыми покровами юрско-раннемелового возраста, и выше от меловых до современных общей мощностью от 4000 до 5000 м, но в основном — меловых. Интенсивная морская трансгрессия была в кайнозойское время. На шельфе Сьерра-Леоне мощность осадочного тела по данным сейсмического зондирования 2000—3000 м, а на континентальном подножие — до 3000 м и более. Толща осадочных пород на Гвинейском плато мощностью около 6000 м складается из дислоцированного нижнего комплекса домелового возраста и недислоцированного комплекса верхнемеловых осадков при отсутствии кайнозойских, предположительно смытых [4]. Ложе котловины Сьерра-Леоне оконтурено изобатой 4500 м. В южной части его на глубинах около 5000 м находится аккумулятивная абиссальная равнина, вытянутая в широтном направлении вдоль приразломных гряд разломов Сан-Паулу и Первого градуса. Мощность осадочного чехла под абиссальной равниной до 1000 м. Северо-западное обрамление котловины образует возвышенность Сьерра-Леоне, ориентированная в северо-восточном направлении и, возможно, подобно Гвинейскому плато связанная с продолжением в область океана зоны Мавритано-Сенегальской складчатости и обрамляющих ее разломов. Цоколь возвышенности ограничен изобатой 4000 м. По своей морфологии она четко делится на две части: южную со спокойным рельефом дна и фундамента и северную со сложным рельефом вулканических гор. Поверхность южной части делится на две террасы — верхнюю на глубинах менее 1500 м и нижнюю с глубинами 1800—2000 м. В северной части вершины гор поднимаются до глубин 1018, 1037, 1319 и 1326 м. На возвышенности Сьерра-Леоне пробурена скв. 366, весь разрез которой (850 м) представлен глубоководными осадками от маастрихта до современных. В самом низу скважины состав бентосных фораминифер позволяет предполагать мелководные условия в докайнозойское время. В прилегающей части котловины Сьерра-Леоне скв. 13 прошла лишь 500 м — верхнюю часть 900-метровой толщи чехла, сложенную глубоководными осадками, изменения характера которых свидетельствуют об углублении котловины на 2000—2200 м в послекампанское время [18; 39, Lanselot, Sibuet et al., 1977]. Слоистость толщи акустического фундамента, выявляемая в котловине Сьерра-Леоне сейсмическим зондированием МОВ ОГТ, и низкие значения скоростей в "третьем" слое (6,2—6,7 км/с), аналогичные скоростям в гранитно-метаморфическом фундаменте Сахарской плиты, делают возможным предполо-

жение о происхождении этой котловины в результате обрушения окраины континента [21].

К западу от возвышенности Сьерра-Леоне поверхность дна представляет собой, в сущности, огромное плато, примыкающее к осевой части срединноокеанического хребта. Глубины при этом вплоть до узкой осевой рифтовой зоны хребта сохраняются в пределах 4200—4400 м и только в желобе разлома Четвертого градуса превышают 4500 м. Ряд вулканических гор (1450 м, 1200 м, 2990 м) лежит на продолжении гряды гор северной части возвышенности Сьерра-Леоне вдоль линии, ориентированной в северо-восточном направлении, но большинство холмов, гряд и желобов связаны с продолжениями широтных разломов Четвертого градуса, Сьерра-Леоне, Долдрамс и Вима.

На западной окраине океана побережье Южной Америки к северу от мыса Калканьяр ориентировано на северо-запад. Шельф постепенно расширяется по мере приближения к устью Амазонки, где ширина его достигает 330 км. Континентальный склон крут в своей верхней части (5—10°), но опирается на широкое аккумулятивное подножие. Континентальный склон имеет сложные очертания в связи с тем, что структурный план его обусловлен сочетанием разломов различных направлений. Перикратонные разломы периода вельдской активизации ориентированы в северо-западном направлении. Западные окончания трансокеанических разломов Экваториальной Атлантики — Жан-Шарко, Чейн, Романш и Сан-Паулу ориентированы широтно. Раннепалеозойские разломы Гвиано-Бразильского щита ориентированы в северо-восточном и северном направлении. Сочетание этих разломов и связанных с ними горстов и грабенов, играющих роль седиментационных ловушек, и ряда вулканических гор определяет морфологию континентального склона.

Западное продолжение разлома Жан-Шарко прослеживается на краю континента в линеаменте Кабурги по проявлениям палеоген-неогенового вулканизма в бассейне Потигуа, разлома Чейн — по подводному хр. Фернанду-ди-Норонья с венчающими его архипелагом Фернанду-ди-Норонья, атоллom Рокас и рядом подводных гор (среди которых примечателен гийо Сеара) и на суше по излияниям фолонитов Месеяки близ Форталезы.

Хребет Фернанду-ди-Норонья ограничивает с севера краевое плато Риу-Гранди-ди-Норте, восточным краем которого был коралловый риф, выраставший на погружающемся раннепалеозойском фундаменте (459—492 млн. лет) и образовавший седиментационную ловушку. В ней накопилась километровая толща осадков, поверхность которой лежит на глубинах от 800 до 2000 м. Эрозионные долины на поверхности плато прорезают лишь верхние горизонты осадочной толщи и, возможно, отмечают этап кратковременного поднятия.

К северу от Форталезы в нижней части континентального склона лежит подводный хр. Парнаиба, сопряженный с западным окончанием разлома Романш, и к северо-западу от него, также в нижней части континентального склона, расположен подводный хр. Белем, сопряженный с западным окончанием разлома Сан-Паулу. Эти подводные хребты играют

роль структурных барьеров, перед которыми сформировались мощные аккумулятивные тела континентального подножия: бассейны Фернанду-ди-Норонья (к югу от хр. Парнаиба) и Пара-Марањья к югу от хр. Белем. Одновременно эти бассейны сопряжены с синеклизами прилегающей суши, заложенными на докембрийском фундаменте. Накопление осадочного материала началось в них в сеномане, но наиболее интенсивным стало лишь после раннего миоцена. Мощность осадочных толщ в этих бассейнах более 3 км [27, Cumar, 1978].

Следующим за ними к западу огромным аккумулятивным телом является конус выноса Амазонки — один из крупнейших в Мировом океане. Это округлый выступ континентального склона, основание которого, оконтуриваемое изобатой 4800 м, выдвинуто перед почти прямолинейным краем шельфа в океан на 780 км. Верхняя часть конуса, до глубин примерно 2000 м, наиболее крутая и прорезана глубоким подводным каньоном Амазонки, вершина которого вдается в пределы шельфа почти на 55 км. Ниже, в средней части конуса, на глубинах до 4000 м фронтальная поверхность склона становится положе и на ней развита ветвящаяся система желобов суспензионных потоков, окаймляемых прирусловыми валами и сложно меандрирующих. По боковым сторонам конуса широко развиты оползни. В самой нижней и самой пологой части конуса большинство русел суспензионных потоков выклинивается и лишь основной каньон протягивается вплоть до абиссальной равнины океанского ложа. В формировании поверхности конуса выноса Амазонки важную роль играет наращивание прирусловых валов мигрирующих желобов суспензионных потоков [34, Damuth et al., 1983].

Осадочная толща Амазонского шельфа является продолжением осадочного тела восточной части трансконтинентальной Амазонской синеклизы — грабена Маражу. Этот грабен был заложен в конце протерозоя или начале палеозоя, но наиболее активно развивался в мелу и кайнозое. Представляется очевидной связь его с западным окончанием трансокеанических зон разломов Романш и Сан-Паулу. Грабен заполнен морскими мелководными осадками от силура до карбона, перекрытыми базальтами юры и начала мела, на которых лежит толща континентальных осадков. Под внутренней частью шельфа эти осадки сменяются морскими терригенными толщами, мощность которых достигает 12–16 км. Под внешней частью шельфа бурением обнаружено существование структурного барьера — продолжения хр. Белем. Палеоцен-миоценовая формация Амапа на этом барьере представлена мелководными карбонатными осадками, тогда как одновозрастная формация Маражу внутреннего шельфа сложена терригенным материалом. В конце раннего миоцена седиментационная ловушка внутреннего шельфа оказалась заполненной и терригенные осадки, выносимые Амазонкой, стали поступать на внешний шельф и за него в область континентального склона. Формировавшаяся после этого свита Пара сложена терригенными осадками как во внутренней, так и во внешней части шельфа. Началось образование конуса выноса Амазонки, возраст которого всего 22 млн. лет, а мощность в верхней части превышает 10 км [27, Cumar, 1978].

Молодость конуса выноса Амазонки по сравнению с возрастом прилегающей котловины Атлантического океана (130 млн. лет) наиболее логично интерпретируется действием седиментационного барьера, но может быть объяснена также лишь недавним поворотом вод Амазонки к востоку после воздымания в начале миоцена горного сооружения Анд [33, Damuth, Cumar, 1975] или усиливается эрозией в начале миоцена в связи с резким понижением уровня океана, вызванным началом оледенения Антарктиды [39, Hays, Frakes, 1975].

К западу от Амазонского шельфа ширина континентальной отмели сохраняется порядка 130–150 км. В районе между 52° и 55° з. д. лежит крупный выступ континентального склона — плато Демерара. Выровненная поверхность плато с глубинами от 800 до 1500 м подстилается 1,5-километровой толщей слоистых недеформированных осадков. Скважины 143 и 144 вскрыли здесь мелководные отложения апта и альба, сменяющиеся выше поздне меловыми и послемеловыми осадками открытого моря с глубинами, близкими к современным. Крутые уступы ограничивают плато. Обнажающиеся на северном уступе на глубине 4400 м мелководные осадки эпиконтинентального моря с признаками близости к берегу были обнаружены драгировкой и имеют позднеюрский возраст [45]. Судя по этим данным, фундамент плато, отвечающий, по-видимому, северному выступу Гвианского щита, и ограниченный на западе грабеном Такуту в северной части трансконтинентального разлома Писко-Джуруа, испытал погружение в послелеальбское время примерно на 4200–4400 м.

Морскому продолжению грабена Такуту соответствует шельфовый Гвианский бассейн, заполненный 2-километровой толщей осадков. Лежащие на юрских базальтах гравийно-песчано-глинистые слои ее переслаиваются с эвапоритами и полого наклонены в сторону океана. Соответственно полого спускается к ложу океана и поверхность континентального склона от края Гвианского шельфа.

Следующий к западу выступ континентальной окраины связан уже с островной дугой Малых Антильских островов, и его фундамент образован структурами совершенно иной тектонической природы, чем северо-восточная окраина Южной Америки — это складчатые структуры геосинклинального пояса Карибских Анд, сформированные в кайнозойское время.

В западной части Экваториальной Атлантики между переходной зоной северо-восточной окраины южной Америки и Срединно-Атлантическим хребтом лежит Гвианская котловина. Ее ограничением на юге служит трансокеаническая зона разлома Романш, а на севере — зона разлома Вима. В котловине преобладают глубины менее 4500 м и поэтому вместе с котловиной Сьерра-Леоне и экваториальными плато Срединно-Атлантического хребта ее ложе образует морфологический барьер между Южной и Северной Атлантикой, где глубины котловин более 5500 м. Правда, в пределах и Гвианской котловины существуют углубленные участки ложа, к которым приурочены заполняющие их аккумулятивные тела абиссальных равнин. Между разломами Сан-Паулу и Первого градуса лежит абиссальная равнина Сеара с глубинами 4514–4562 м, между раз-

ломами Сьерра-Леоне и Четвертого градуса — равнина Пара с глубинами 4475—4603 м, и между разломами Долдрамс и Вима — равнина Демерара с глубинами от 4500 до 5000 м. Мощность осадочных тел под этими равнинами от 1000 м в их западных частях и менее 200 м в восточных вблизи фланга Срединно-Атлантического хребта. Питание этих абиссальных равнин терригенным материалом, выносимым суспензионными потоками, началось лишь после того, как были заполнены карманы-грабены переходной зоны, т. е. примерно в начале миоцена.

Одним из барьеров-горстов фундамента на юго-западной окраине Гвианской котловины является хр. Сеара. Это узкий — 110 км — и вытянутый параллельно континентальному склону хребет, оконтуриваемый изобатой 4000 м. Он ограничен на юге разломом Четвертого градуса и на севере — разломом Сьерра-Леоне, но как поднятие фундамента он еще продолжается под поверхностью похоронивших его осадков дистальной части конуса выноса Амазонки и абиссальной равнины Демерара на северо-запад до зоны разлома Долдрамс. Выровненная абразией вершинная поверхность хребта лежит на глубинах менее 3500 м, но отдельные пики поднимаются до глубин 676, 1339, 1609 м. Мощность осадочного чехла на хр. Сеара около 800 м. Примечательно, что в составе чехла юго-западного склона участвуют турбидиты, выносимые суспензионными потоками конуса Амазонки, способными, как оказалось, "взбегать" по склону на высоту до 400 м. Поверхность акустического фундамента выровнена. В скв. 354 на северном склоне хребта ее слагают силлы диабазовых базальтов. Толщину акустического фундамента слагают 2000 м пород со скоростями волн 3,4—3,6 км/с. Это могут быть лавовые потоки, переслаивающиеся с осадками, или уплотненные осадочные породы континентальной окраины. В скв. 354 низы разреза сложены известково-мергелистыми мелководными осадками кампана—маастрихта. Мелководный барьерный риф хр. Сеара сформировался, по-видимому, на краевом горстовом блоке континентального фундамента, испытавшем погружение в северо-западной части в палеоцене и в юго-восточной — в конце миоцена.

СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА

Северо-Атлантический хребет

К северу от Экваториальной Атлантики и до трансокеанической зоны разлома Чарли-Гиббса протягивается Северо-Атлантическое звено Срединно-Атлантического хребта. В южной части это сводовое поднятие оконтуривается примерно изобатой 5500 м и обладает наибольшей шириной — до 2200—2800 км. Однако к северу от Азорских островов ширина его по оконтуривающей изобате 4000 м сокращается вдвое и выдерживается примерно равной 1100 км. Примечательно, что в своей южной половине хребет смещен относительно медианной линии океана к востоку. В среднем высота хребта около 2700 м. Гребень хребта лежит на глубинах порядка 2800 м, но местами поднимается выше (34—42° с. ш. и 13—22° с. ш.), местами опускается ниже (26—31° с. ш., 44—47° с. ш.). Наиболее высоко поднят гребень хребта в районе Азорских островов

(39° с. ш.), где находится обширное Азорское плато с глубинами около 1800 м. Хребет обладает характерным грядово-желобным рельефом, расчленение которого особенно интенсивно в осевой рифтовой зоне и затухает с удалением от нее. В рифтовой осевой зоне рифтовое ущелье углублено относительно гребней рифтовых хребтов в среднем на 1500 м, но в пределах от 500 до 2500 м при средней глубине дна ущелья 3900 м. В некоторых частях хребта осевое ущелье отсутствует, например на Азорском плато, в районе от 37,5° с. ш. до 39,5° с. ш. Ширина рифтового ущелья в среднем равна 35 км, варьируя в пределах от 15 до 65 км [10]. С удалением от осевой зоны интенсивность расчленения грядово-желобного рельефа затухает, но на самом краю флангов повсеместно отмечается зона интенсивных дислокаций фундамента, выраженная в рельефе грядово-желобным расчленением. К осевому рифтовому ущелью приурочены современные излияния толеитовых базальтов и гидротермальная активность, проявляющаяся в образовании мощных железомарганцевых конкреций [33, Rona et al., 1976; 44]. Глубоководным бурением (скв. 335) в осевой зоне хребта выявлена сложная стратификация вулканогенно-осадочной толщи и неоднократная смена полярности намагниченности в слоях базальтовых лавовых потоков. Это показывает, насколько далеки от действительности представления о природе рифтогенных аномалий магнитного поля, положенные в основу гипотезы Вайна—Метьюза, играющей столь важную роль в концепции тектоники плит. Базальты акустического фундамента подстилаются габбро, диабазами и серпентинизированными перидотитами. Пузырчатость базальтов и переслаивание их с мелководными осадками свидетельствуют о формировании акустического фундамента в условиях малых глубин.

Осадочный чехол Северо-Атлантического хребта в южной его половине (примерно до 30° с. ш.) очень тонок (менее 100 м) не только в осевой зоне, но практически и на всех его флангах. В северной половине такие малые мощности осадков приурочены к сравнительно узкой осевой зоне и возрастают до 400—600 м на западном склоне и до 300—400 м на восточном склоне хребта. Осадки при этом залегают преимущественно в желобах между рифтовыми гребнями. Различия в мощностях чехла в южной и северной частях хребта могут быть объяснены различием в темпах осадконакопления, составляющих 5 мм/1000 лет в южной и до 30 мм/1000 лет в северной части [33, Ewing et al., 1973]. Различия между осевой зоной и склонами характерны для всех рифтогенальных систем, отмечая закономерное изменение возраста акустического фундамента и трансгрессивное налегание слоев осадочной толщи со стороны океанических котловин в направлении к оси рифтовых систем.

Акустический фундамент Северо-Атлантического хребта представлен тремя слоями: 2А, 2В и 2С, из которых 2А (3,74 км/с) вулканогенно-осадочный, 2В (5,13 км/с) — базальтово-лавовый. Для слоя 2С (6,05 км/с) можно предполагать связь с породами типа габбро. Примечательно, что мощность слоя 2А сокращается с удалением от оси хребта, и он практически выклинивается на расстоянии примерно 330 км от нее (что совпадает с изохроной базальтов акустического фундамента

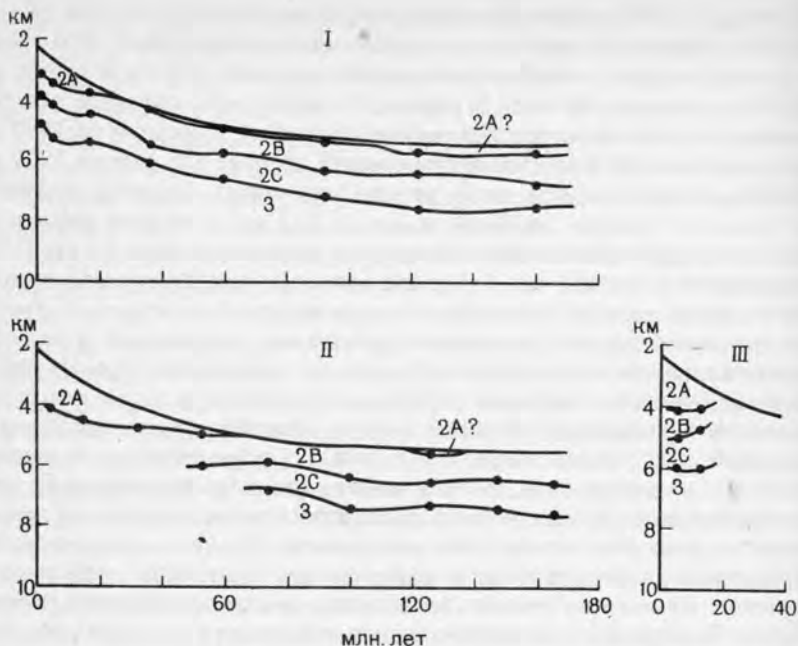


Рис. 13. Структурные разрезы (А–В) "второго" слоя земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования. По Р. Хутцу и Дж. Юингу (1976 г.)

I – Восточно-Тихоокеанский хребет; II – Северо-Атлантический хребет; III – хр. Рейкьянес. Точки на границах раздела – места зондирования

40 млн. лет), замещаясь слоем 2В [40, Houtz, Ewig, 1976] – см. рис. 13. Это можно рассматривать как свидетельство локализации вулканогенно-осадочного процесса в послезоценовое время в осевой части хребта, тогда как в более раннее время хребет в целом являлся ареной излияния покровных базальтов. Осевая зона хребта в более глубоких горизонтах земной коры подстилается линзой пород со скоростями 7,3 км/с, предположительно отвечающих разуплотненной верхней мантии, а фланги подстилаются корой обычного океанического типа. Аномальное строение имеет Азорское плато, где под тонким чехлом осадков близко к поверхности лежат покровные базальты со скоростями сейсмических волн порядка 6,05 км/с.

Заслуживают внимания распределение под Северо-Атлантическим хребтом граничных скоростей вдоль поверхности верхней мантии. По значениям этих скоростей хребет делится на две части примерно по 30° с. ш. Северная часть характеризуется нормальными и пониженными значениями, в чем сходна со всей северо-восточной частью впадины Атлантического океана и областью мезозойд Западной Европы. Для южной части свойственны изменения граничных скоростей в широком диапазоне от повышенных до нормальных, и в этом отношении она сход-

на с западной частью впадины Северной Атлантики и восточной частью Северной Америки. Н.Я. Кунин и С.В. Усенко (1983 г.) высказывают предположение, что Северо-Атлантический хребет является структурой, наложенной по отношению к крупным неоднородностям верхней мантии.

Северо-Атлантический хребет пересекают многочисленные разломы, из которых крупнейшей — Вима, Пятнадцатого градуса северной широты, Кейн, Атлантис, Хейс, Ошеанографер, Пико, Восточно-Азорский (Глория, Азоро-Гибралтарский), Курчатова, Максвелла, Фарадея, Чарли-Гиббса. Кроме этих, получивших собственные названия, существует множество менее крупных разломов. Протяженность отрезков хребта между разломами в среднем порядка 110–180 км. Большая часть разломов пересекает хребет на всю его ширину, а крупнейшие разломы являются трансокеаническими и прослеживаются на дне котловин и на окраинах окружающих океан континентов.

Вместе с тем некоторые разломы пересекают только осевую часть хребта или только склоны без осевой зоны (разломы Пико и Азоро-Гибралтарский), или даже только один его склон, как, например, разломы Ресерчер и Ройял. Как правило, разломы сохраняют единое направление на обоих флангах хребта, но в некоторых случаях подходят к оси хребта под разными углами, как, например, ветви разлома Курчатова и большинства разломов к северу от него. Зоны разлома выражены в рельефе зияющими трещинами-желобами и приразломными хребтами. Наибольшие глубины желобов приурочены к осевой зоне хребта, между смещенными друг относительно друга звеньями рифтового ущелья. Такие смещения в пределах Северо-Атлантического хребта, как правило, незначительны, и поэтому само существование большей части поперечных разломов — если видеть в них трансформные (по представлениям тектоники плит) неоправдано. Вместе с тем логичным является представление о них, как о зияющих трещинах продольного растяжения хребта. Для ряда разломов свойственны отклонения от прямолинейного простираения (Азоро-Гибралтарский) и ветвление на концах (Атлантис). Для разломов Кейн и Ошеанографер характерно общее утонение коры вдвое по сравнению с обычной для океана. На дне желобов, ограниченных нормальными сбросами, обычно залегает несколько сотен метров автохтонного обломочного материала и базальтовых лав, подстилаемых непосредственно кровлей разуплотненной мантии (7,6–7,9 км/с). Приразломные хребты большей частью образованы протрузиями мантийного материала и диапирами серпентинитов [40, Detrick et al., 1982]. Желоба разломов изостатически не уравновешены. Глубины над приразломными хребтами оказываются значительно меньше, чем над смежными флангами хребта (например, хр. Ресерчер). Вдоль некоторых разломов располагаются не хребты, а отдельные горы, в одних случаях — глыбовые, в других — вулканические. Таковы горы Западная и Восточная Туле близ разлома Чарли-Гиббса, горы Фарадея близ одноименного разлома, горы Атлантис и Плато близ разлома Ошеанографер. Особо должна быть отмечена группа гор Азорских островов, вершины которых — молодые вулканы, а цоколи, вероятно, являются блоками приразломного хребта.

Азоро-Гибралтарский разлом и продолжающий его на западном фланге Северо-Атлантического хребта разлом Пико составляют один из крупнейших трансокеанических разломов Атлантики, западным продолжением которого, по-видимому, является линеамент континента Северной Америки, следующий от Адирондакского выступа вдоль южного края Канадского щита, а восточным — грабен Гибралтарского пролива и разломы северного фланга Атласа [24].

Неоднородность структуры Северо-Атлантического хребта проявляется не только в разнообразии морфоструктуры поперечных разломов. В пределах хребта наиболее крупную неоднородность морфоструктуры представляет Азорское плато с Азорскими островами. С востока к этому плато примыкают хребты Палмера и Месяцева с желобом Кинга, хр. Азоро-Бискайский, а на юге — горы Атлантис, Плато, Круйзер и Грейт-Метеор. Существенны также проявления петрологической и геохимической неоднородности базальтов акустического фундамента. В толитах рифтовой зоны отмечаются признаки пространственной изменчивости состава, отвечающие вариациям глубин выплавления: на глубинах порядка 60 км к северу от 36° с. ш. и на глубинах около 20 км к югу [7]. Как уже отмечалось, существуют различия в составе базальтов срединноокеанского хребта в латеральном направлении Экваториальной Атлантики; это относится также и к Северо-Атлантическому хребту. На Северо-Атлантическом хребте обнаружены экзотические породы континентального типа. Если отказаться от предвзятого отношения к находкам таких пород, как к образцам материала ледового разноса, то в них следует видеть реликты переработанного в процессе рифтогенеза первичного фундамента (например, породы континентального типа на горах Фарадея и Азоро-Бискайском хребте).

Рифтовая зона Северо-Атлантического хребта и его поперечные разломы между отрезками рифта сейсмически активны. Несколько меньшая сейсмическая активность отмечается также в Азоро-Гибралтарском разломе.

Для Северо-Атлантического хребта характерна упорядоченно-линейная структура аномального магнитного поля. Однако достаточно упорядоченной она является лишь в осевой зоне, ограничиваемой с обеих сторон 13-й аномалией. На восточном фланге южной половины хребта картина аномалий от 13-й до 34-й становится скорее мозаичной, причем отрезки 34-й аномалии подходят к зоне спокойного поля, как правило, под значительным углом. Интенсивность аномалий от осевой до 13-й закономерно убывает по обоим флангам хребта, но далее и до подножий хребта интенсивность аномалий от 21-й до 34-й, совпадающих с зоной краевых дислокаций, заметно возрастает. Область Азорского плато вдоль разломов Пико и Азово-Гибралтарского выделяется неупорядоченной структурой аномального магнитного поля. Пространственное распределение линейных аномалий Северо-Атлантического хребта, если следовать вдоль его простирания, существенно меняется: в южной половине они располагаются плотнее, в северной — разреженной, что в рамках концепции тектоники плит интерпретируется как следствие дробления плит и

изменения во времени положения подлюсов, их вращения и скорости движения, а в рамках альтернативных концепций находит объяснение в неравномерном проявлении мантийного диапиризма.

На Северо-Атлантическом хребте были пробурены 23 скважины Проекта глубоководного бурения. Основной рой скважин приурочен к области от разлома Хейса до Азоро-Гибралтарского, где скважины 332–334, 411–413, 556–564 были пробурены в осевой зоне, ограниченной 5-й аномалией, а скв. 335 — на западном склоне между 5-й и 13-й аномалиями. В осевой зоне южной части хребта пробурены скв. 26, 353 (обе в желобе Вима) и 395, между 5-й и 13-й аномалиями на западном склоне — скв. 11 и на восточном — скв. 396, а на самом краю западного склона, уже в зоне краевых дислокаций — скв. 10. К северу от Азорского плато на 5-й аномалии западного склона пробурена скв. 410. Результаты бурения свидетельствуют об увеличении возраста базальных осадков и базальтов акустического фундамента с удалением от оси хребта, хотя последовательность такого возрастания была прослежена детально лишь в осевой зоне, от шлейстоцена до среднего миоцена (т. е. от современного до 17 млн. лет) и лишь одна скв. 10 — на самом краю западного склона — дала возраст акустического фундамента 80 млн. лет (кампан). Именно это время отвечает окончанию глобального феномена альб-сеноманской трансгрессии и началу падения уровня океана с многочисленными короткими флюктуациями. Логично объяснение альб-сеноманской трансгрессии глобальным феноменом извержения огромного объема лав в области срединноокеанских хребтов [30, Pitman, 1978], предполагаемым всеми концепциями развития океанических областей Земли. Последующее продолжительное понижение уровня океана, не нашедшее объяснения в рамках концепции тектоники плит, объяснимо в альтернативных вариантах последовавшим погружением срединноокеанических хребтов. Действительно, бурением на Северо-Атлантическом хребте установлено опускание его за последние 5 млн. лет до 3300 м в северной его половине, до 2700 м в районе Азорского плато и до 3600 м в южной половине [18]. Такие масштабы региональных погружений не укладываются в рамки представлений о термальной контракции плит, смещающихся в стороны от рифтовой трещины.

Восточный сектор

Восточное обрамление Северной Атлантики образуют окраины Западной Африки и Западной Европы. Окраина Западной Африки к северу от Гвинеи-Бисау представлена прогибом периокеанического Сенегальского бассейна. Ширина шельфа здесь всего 35–55 км, континентальный склон пологий. Мощность мезо-кайнозойской осадочной толщи в Сенегальском бассейне возрастает в сторону берега от 1000 до 5000 м и до 8000 м под шельфом и континентальным склоном. Подводный каньон Кайяр врезан лишь в постолигоценную толщу осадков. Вулканическая гора Кайяр на склоне, вероятно, из числа олигоцен-миоценовых эффузивных образований, известных в районе Дакара на суше. В основании континентального

склона лежит погребенное осадками структурное поднятие доолигоценного фундамента, за которым начинается континентальное подножие. Под внешней частью его аккумулятивного тела выявляется еще одно структурное поднятие, надстроенное в районе о-вов Зеленого мыса обширным базальтовым покровом. Выступ континентального подножия, служащего цоколем о-вов Зеленого мыса, оконтуривается изобатой 4500 м и далеко — на 1100 км — выдается на запад. Мощность чехла от 2000 до 500 м. Острова Зеленого мыса сложены щелочными базальтами, но в их строении участвуют и осадочные образования верхней юры и мела, поэтому некоторые исследователи не исключают существования у островов континентального цоколя.

Выступ побережья, шельфа и склона в районе между мысами Кап-Блан и Барбас отвечает выходу на край континента докембрийского массива Регибат. В основании склона находятся вулканические горы Тропик (688 м) и Сахарские (269 м, 1500 м). Ширина континентального подножия значительна — около 550 км, мощность слагающих его осадков — от 2000 до 700 м, сокращаясь в сторону океана.

К северу от мыса Барбас на краю континента лежит мезо-кайнозойский периокеанический бассейн Ааюн (Тарфая), мощность осадочной толщи в котором увеличивается в сторону океана от 1000 до 10000 м. На крутом континентальном склоне мощность постсеноманских осадков порядка 1000—2000 м, но резко сокращается на структурном поднятии мелового фундамента в основании склона, к западу от которого начинается широкое континентальное подножие. Там мощность чехла вновь увеличивается до 1000—2000 м.

Близ мыса Гор (у Агадира) к берегу океана выходит Южно-Атласский разлом, отделяющий Сахарскую плиту от герцинской и альпийской складчатых систем Атласа. С западным продолжением этого разлома связаны вулканические горы Канарских островов, магматическая активность которых началась в эоцене. Их цоколем — по крайней мере восточных — является погруженный континентальный фундамент, перекрытый осадками континентального подножия. Структурные поднятия фундамента в основании континентального склона и во внешней части континентального подножия, осложненные базальтовыми покровами, характерны для всей окраины Сахарской плиты, как и вообще для всей Западной Африки [21]. Развитие осадочных бассейнов в седиментационных ловушках и погружения начались здесь в лейасе с образованием континентальных эвапоритов, продолжались в юре и были особенно интенсивными в позднем мелу. Континентальный склон и шельф при этом отступали в сторону континента, но одновременно внешний край шельфа нарастал за счет осадконакопления, частично выдвигая отступающий склон вновь в сторону океана. Поверхность склона интенсивно эродировалась в многочисленных подводных каньонах. К северу от мыса Гор подводный каньон Агадир, возможно, сопряжен с краевыми дислокациями подводного продолжения Атласского горного сооружения, хотя и имеет определенные признаки эрозионного развития.

Крутой континентальный склон к северу от Агадира осложнен сту-

пнями краевого плато Мазаган на уровне 1 000–2 000 м и континентального подножия на уровнях 3200 и 4100 м. Фундамент склона разбит ступенчатыми сбросами. Горсты континентального фундамента у внешних краев плато Мазаган и верхней ступени подножия и диапировые соляные структуры у внешнего края нижней ступени подножия играют роль седиментационных барьеров, перед которыми накопились мощные (1200–1500 м) толщи послекюрских осадков. Еще более мощная (до 4 000 м) толща осадков лежит на дне Марокканской котловины. Ее протыкают соляные диапиры лейаса [39, Hinz, Winterer et al., 1983]. Поверхность абиссальной равнины Сейне в Марокканской котловине лежит на глубинах около 4 000 м (4387 м, 4425 м). К западу от Марокканской котловины на внешнем краю континентального подножия располагается поднятие Мадейра с горой Сейне (171 м) и палеогеновыми вулканическими островами архипелага Мадейра, но с предположительно континентальным цоколем, граниты которого в нескольких местах обнажаются там.

С подводным продолжением Атласа, возможно, связаны горы Ампер (97 м), Корал-Патч (675 м) и Хорзшу, образующие в океане периклинальное замыкание складчатых систем Атласа и Иберийской Мезеты, как это предполагалось многими исследователями. Однако данных для однозначного решения этого вопроса еще недостаточно. Поднятие гор Хорзшу с вершинной поверхностью на глубинах около 2 000 м, пиками Лион (560 м), Жозефина (171 м) и горой Торе (1586 м) вместе с поднятием Мадейра образуют поднятие Мадейра-Торе. Они могут быть отнесены к тому поясу краевых структурных поднятий переходной зоны Западной Африки, который протягивается сюда от поднятия цоколя о-вов Зеленого мыса и продолжается севернее в краевых плато Иберийского полуострова.

В гряде гор Хорзшу это структурное поднятие пересекается с Азоро-Гибралтарской трансокеанической зоной разлома, продолжающейся к востоку в разломах Гибралтара и Гвадалквивирского прогиба. В магнитном поле оно отмечено системой линейных аномалий. К востоку от них (в переходной зоне) и к западу, на ложе котловин, океана наблюдается спокойное поле с мозаичным характером аномалий. По канонам концепции тектоники плит эти линейные аномалии рассматриваются как рифтогенные и идентифицируются как мезозойские. Принимая во внимание показанную на примере Юго-Западной Африки разломную природу таких аномалий и учитывая, что и в этом районе это подтверждается на примере Мадейры, кажется более правильным связывать их происхождение с интенсивными дислокациями внешней части переходной зоны.

В пределах переходной зоны Западной Африки пробурено большое число скважин глубоководного бурения: 12, 135–141, 368–370, 414, 416, 544–547. Все эти скважины дают картину постепенного разрастания глубокой впадины океана за счет погружений окраины континента и отступления границы океан – континент к востоку, начавшегося в конце юры – начале позднего мела. Погружения континентального фундамента в пределах переходной зоны достигают 5–8 км [18].

К западу от переходной зоны лежат глубокие котловины Зеленого мыса и Канарская, разделяемые упоминавшимся выступом цоколем о-вов Зеленого мыса. Котловина Зеленого мыса оконтурена изобатой 5 000 м. В восточной части ее лежит абиссальная равнина Гамбия с глубинами около 5300 м. Осадочная толща, слагающая ее, имеет толщину до 400 м на востоке и быстро уменьшается до 100–200 м к западу. Там рельеф отражает расчлененность фундамента приразломными желобами и грядами трансокеанических зон разломов Вима, Пятнадцатого – Двадцатого градуса и др. В их желобах глубины превышают 6 000 м. На основании данных, полученных при глубоком водном бурении, установлено, что восточная часть котловины образовалась в поздней юре (скв. 367) и раннем мелу (скв. 368). Для низов разреза характерны отложения сапропелевых "черных сланцев".

Протяженная Канарская котловина оконтуривается также изобатой 5 000 м. В пределах ее ложа располагаются две абиссальные равнины: Зеленого мыса (Канарская) с глубинами 5300–5360 м и Мадейра с глубинами около 5400 м. Мощность осадочной толщи под ними невелика – 200–300 м. Поверхность фундамента обладает сложным рельефом, но не являющимся аналогом грядово-желобного рельефа срединноокеанического хребта. Толщу осадков покрывают конусы вулканических гор Крылова (1275 м), Кейн (2620 м) и безымянных (2800 и 2620 м). Ближе к флангу Северо-Атлантического хребта с уменьшением толщины осадочного покрова рельеф дна отвечает морфологии трансокеанических зон разлома. В желобе восточной части разлома Кейн глубины превышают 6 000 м. Горы Грейт-Метеор (276 м) и Круйзер (250 м) в западной части котловины следует связывать с зоной краевых дислокаций фланга срединноокеанического хребта. Полученные при глубоководном бурении данные позволили отнести время образования восточной части котловины к раннему мелу (скв. 137) и позднему мелу (скв. 138). И в этой котловине накопление осадков в меловое время начинается отложением сапропелевых "черных сланцев", отражающих лагунные условия эпиконтинентальных бассейнов [18, 22].

Азоро-Гибралтарская зона разлома выражена в рельефе дна рядом приразломных гребней и желобов. Глубины над гребнями менее 4 000 м, а после того как разлом пересекает поднятие Мадейра-Торе к нему приурочено поднятие банки Гориндж (34 м), ограничивающее с севера наибольшую котловину Хорзшу. От континентального склона Иберийского полуострова банка Гориндж отделена глубинами не более 4 000 м. Как уже отмечалось, возможным продолжением этой зоны являются грабен Гибралтарского пролива и разломы Гвадалquivирского прогиба.

Восточная окраина Иберийского полуострова представлена Португальским осадочным бассейном герцинской платформы, заполненным 4–5-километровой толщей осадков от триаса (эвапориты) до палеогена, прорываемой диапирами. Узкий (35–55 км) шельф и верхняя часть склона являются продолжением структур Португальского бассейна с мощностью наращиваемого в сторону океана аккумулятивного тела до 3 км.

В средней части склона на глубинах примерно 2500 м лежат краевые плато — горы Порту и Виго и банка Галисия. Минимальная глубина над этой банкой 540 м. Все три плато представляют собой горсты раздробленного ступенчатыми сбросами фундамента переходной зоны. Они играют роль седиментационных барьеров и хотя на их вершинных поверхностях толщина осадочного чехла невелика, зато в грабенах перед ними накоплены мощные (до 5–6 км) толщи осадков от нижнего мела до современных. Фундамент в переходной зоне сложен юрскими породами. На поверхности Галисийской банки в меловое или палеогеновое время формировались рифовые известняки. Дробление склона и погружение примерно на 3000 м началось в раннем мелу.

Северная окраина полуострова образована герцинской складчатой Пиренейской системой, северный фланг которой был обрублен в олигоцене сбросом с амплитудой до 8 км. Образовавшийся континентальный шельф узок, а склон очень крут (до 20°). В основании склона лежит Северо-Испанский бассейн — прогиб фундамента, заполненный 3–4-х километровой толщей осадков. Ближе к вершине Бискайского залива в пределах континентального склона лежит краевое Астурийское плато — горстовый блок фундамента с банкой Ле-Дануа и еще восточнее — краевое плато Ланд. В самой вершине залива на окраину континента выходит зона альпийской складчатости с находящимся в ее пределах мезо-кайнозойским бассейном Парантис. Разделяющий эти два плато каньон Кап-Бретон лежит на оси палеоген-неогенового бассейна осадконакопления. Северо-восточный борт Бискайского залива образован структурами Аквитанского бассейна и Армориканским массивом эпигерцинской платформы. Аквитанский шельф представляет собой аккумулятивную террасу, сложенную толщей палеоген-неогеновых осадков мощностью до 2500 м на прогибающейся поверхности фундамента. Севернее широкий Армориканский шельф, и склон и служащие их продолжением шельф и склон Западных подходов (к Ла-Маншу) образованы моноκлинально наклонными и раздробленными ступенчатыми сбросами фундамента эпигерцинской платформы. Склон прорезан многочисленными каньонами. Ширина шельфа Западных подходов достигает 220–270 км. Осадочный чехол шельфа имеет значительную мощность (до 4000 м) в седиментационных ловушках, но не более 1200–1600 м на склоне и местами прерывается, обнажая выходы пород герцинского фундамента. На континентальном склоне Западных подходов на глубинах 1000–2000 м лежит краевое плато Гобан. По данным бурения скв. 548–549 оно образовано серией горетов герцинского фундамента, грабен между которыми заполнен толщей осадков от раннего мела до палеогена. Мористее плато Гобан, под более глубоко (3500 м) расположенным краевым плато предположительно тот же фундамент перекрыт базальтовыми лавами нижнего мела (скв. 551), продолжающимися и на дне прилегающей котловины (скв. 550) [39, Graciansky, Poag, 1983].

К переходной зоне Западной Европы прилегают две океанические котловины: Иберийская и Западноевропейская, включающая Бискайс-

кий залив. Иберийская котловина оконтурена изобатой 5 000 м, и в юго-восточном углу ее находится небольшая обособленная котловина Тахо, отделяемая поднятием Торе и выступом континентального склона севернее Лиссабона. Этот выступ ограничен крупным разломом широтного простирания, с которым связан каньон Назаре. Ложе котловины Тахо заполнено километровой толщей осадков, поверхность которых (абиссальная равнина Тахо) лежит на глубинах 5047–5083 м. Ложе Иберийской котловины лишь в северо-восточном углу выровнено осадочной толщей Иберийской абиссальной равнины, лежащей на глубинах 5364–5390 м. Большая часть ее ложа имеет холмистый рельеф, а на границе с восточным флангом Северо-Атлантического хребта располагаются глыбовые поднятия Азоро-Бискайского хребта с глубинами менее 1500 м и приразломных хребтов желоба Кинга с глубинами над ними менее 1 000 м и минимальной глубиной 860 м (гора Анти-Альтаир). Глубины в желобе Кинга более 5 000 м и достигают в его южной части 5324 и 5344 м. Азоро-Бискайский хребет смыкается с горами Шарко (3090 м) в юго-западной части Бискайского залива, образуя морфологический барьер между Иберийской и Западноевропейской котловинами. Узкий желоб Тета с глубинами более 5 000 м служит каналом для суспензионных потоков, выносящих осадочный материал в Иберийскую абиссальную равнину из Западноевропейской котловины, где Бискайская абиссальная равнина лежит на более высоком уровне – 4870–4650 м. Мощность осадков под ней очень велика – вблизи подножия континентального склона Арморика до 5 000–7 000 м и убывает до 1 000 м над структурными поднятиями фундамента – Северо-Гасконским и Южно-Гасконским хребтами, вершины которых выступают над уровнем равнины в виде холмов Гасконь и Кантабрия. Поверхность Иберийской абиссальной равнины постепенно поднимается в северо-западном направлении, переходя в абиссальную равнину Поркьюпайн, отделенную от нее лишь невысокой Армориканской возвышенностью с глубинами менее 4 000 м. Глубины над равниной Поркьюпайн от 4700 до 4670 м. В западной части котловины протягивается в северо-западном направлении широкая полоса сложного холмистого блокового рельефа, который можно связывать с зоной краевых дислокаций вдоль фланга Северо-Атлантического хребта. Эта полоса сложного рельефа заканчивается на севере поднятием Восточное Туле.

При глубоководном бурении в прилегающей к Западной Европе части Северной Атлантики скв. 135 и 136 в котловине Хорзшу и скв. 120 на банке Гориндж, скв. 398 в Иберийской котловине, скв. 118, 119, 339–402 и 548–551 в Западноевропейской котловине) установлено последовательное возникновение и углубление океанических котловин, начавшееся в поздней юре – раннем мелу образованием мелководных лагунных эпиконтинентальных бассейнов с накоплением в них сапропелевых илов и продолжавшееся интенсивным обрушением в послеальбское время и в олигоцен–миоцене [39, Loughton, Berggren et al., 1972; Ryan et al., 1978; Montader, Rabinovitz et al., 1978; Grasinsky, Poag et al., 1983].

Западный сектор

Западное континентальное обрамление впадины Северной Атлантики начинается на юге широким выступом цоколя островной дуги Малых Антилл. Этот выступ имеет сложное строение. На юге континентальный шельф с островами Тринидад, Тобаго, Маргарита и Тортуга представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность выравнивания антиклинория Карибских Анд. Отходящий к северу от него и оконтуриваемый изобатой 4000 м Барбадосский хребет с о-вом Барбадос, сложенным интенсивно деформированными терригенными и пелагическими осадками эоцен-миоцена, может рассматриваться либо в качестве огромного оползня, либо в качестве аккреционной призмы. Вершинная поверхность Барбадосского хребта лежит на глубинах менее 1500 м, но в его пределах находятся желоба Барбадос и Тобаго с глубинами более 2000 м. В океанической котловине к востоку от Барбадосского хребта мощность осадков, поступающих с северной окраины Южной Америки, достигает 4000 м вблизи континента и уменьшается к северу до 700 м, вновь возрастая до 1500 м в желобе фундамента хр. Барракуда. В толще Барбадосского хребта мощность осадочного тела достигает 2000 м. Хребет Барракуда с глубинами менее 4000 м связан, по-видимому, с трансокеаническим разломом Пятнадцатого—Двадцатого градуса. Этот разлом продолжается далее к западу в желобе Пуэрто-Рико, оконтуренном изобатой 6000 м и обладающем максимальной глубиной 8287 м. Этот желоб, хотя и сопряжен с дугой Больших Антилл, однако отличается по своей морфологии от большинства желобов Тихоокеанского кольца и Зондского желоба Индийского океана. Его скорее можно сравнить с желобом разлома Романш и желобом Витязя. Это грабен с симметричными по крутизне склонами, с широким плоским дном. Он связан с наклонной сейсмофокальной зоной, но наклон этой зоны очень крут. Протяженность желоба не очень велика — около 550 км. Западный конец его примыкает к склону о-ва Гаити, и на его продолжении между Гаити и Багамской платформой находится желоб Испаньола с глубиной 4096 м.

К северу от островной дуги Больших Антилл окраину океана образует Багамская платформа с грядой сложенных известняками Багамских островов и банок. Обширные мелководья оконтуриваются изобатой 200 м, а проливы между ними имеют глубину до 3000—4000 м, что отвечает уже глубине монолитного цоколя, склон которого падает до глубины 5000 м. Ниже лежит континентальное подножие, образованное флювиоаккумулятивными хребтами Антильским и Кайкос. Склон цоколя Багамской платформы непрерывно продолжается в уступе плато Блейк. Верхнюю часть Багамской платформы и цоколь Багамских банок и островов слагает 6-километровая толща карбонатных и эвапоритовых осадков.

Шельф Флориды, как и следующие к северу шельфы Атлантического побережья Северной Америки, представляет собой аккумулятивную террасу, слагаемую толщей мелководных осадков в периокеаническом

прогибе восточного края древней Североамериканской платформы. Ширина шельфа Флориды существенно меняется от очень малой (10–20 км во Флоридском проливе) до 150 км (в северной части этого полуострова). Край шельфа лежит на глубинах порядка 180 м. Яркой особенностью рельефа континентального склона Флориды является плато Блейк, лежащее на глубинах от 700 до 1000–1500 м и ограниченное со стороны океана крутым уступом. У подножия этого уступа нет обычного континентального подножия.

Фундамент плато Блейк и Багамской платформы служит продолжением палеозойской складчатой системы Уачита — восточного края плиты Мидконтинента Северной Америки. Мощность коры континентального типа под плато Блейк и частью Багамской платформы порядка 30 км в северной и сокращается до 20 км в южной части [6, 24].

Мощность осадочной толщи Флоридского шельфа, сложенной мелководными осадками от нижнего мела до палеогена, около 4000 м. На плато Блейк рифовые известняки слагают внешний край плато, образуя крутой внешний уступ и служа барьером для накопления лагунных эвапоритов юры. Осадочная толща плато Блейк имеет мощность также порядка 5–6 км. Дрифты Багама и Блейк у подножия уступа Блейк созданы придонными контурными течениями в олигоцене–голоцене.

К северу от мыса Хаттерас уступ Блейк примыкает к континентальному склону. Шельф имеет здесь ширину около 55 км и постепенно расширяется к северу до 180 км в районе Нью-Йорка. Континентальный склон полого спускается на глубины порядка 4000 м и сменяется еще более пологим континентальным подножием. Поверхность склона прорезана рядом крупных каньонов: Хаттерас, Гудзон, Ошеанографер, Хейзена и др. Аккумулятивная терраса шельфа, сложенная толщей мелководных осадков, накапливавшихся на погружавшейся окраине континента, начиная с юры имеет очень большую мощность. В наиболее изученном районе побережья штата Нью-Джерси глубина прогиба доюрской поверхности фундамента достигает местами 12–18 км. В осевой части прогиба выявлен триасовый грабен, в котором фундамент опущен еще глубже — до 22 км. Суммарная мощность осадочной толщи шельфа достигает 12–22 км. Прогибание края континента сопровождалось постройкой рифа или известняковой банки на внешнем краю шельфа, постепенно продвигавшегося в сторону океана и в конце юры — начале мела находившегося на 75 км восточнее своего первоначального положения (т. е. там, где находится основание современного континентального склона). Это напоминает положение структурных поднятий в основании континентального склона Западной Африки. Стратифицированная толща юрских отложений выдвинута за риф далеко в сторону океана, подстилая всю западную часть Североамериканской котловины до Бермудского поднятия. С внутренней стороны рифа обнаружены раннеюрские эвапориты, над которыми воздымается ряд диапировых структур, протыкающих вышележащие толщи осадков. Хотя современный край шельфа находится западнее положения его в раннем мелу, в целом для шельфа за период его формирования характерно выдвижение в сторону океана. Мощность

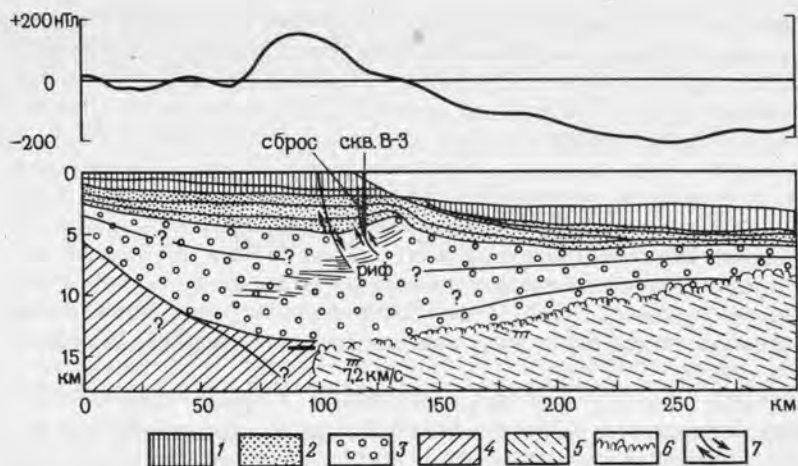


Рис. 14. Структурный профиль подводной окраины Северной Америки в районе каньона Балтимор. По Дж. Гроу (1980 г.)

1–3 – отложения (1 – кайнозой, 2 – мела, 3 – юры); 4 – континентальный фундамент; 5 – предполагаемый океанический фундамент; 6 – поверхность акустического фундамента; 7 – сбросы и направление смещений

аккумулятивного тела континентального подножия – около 8 км вблизи континентального склона и около 4 км на расстоянии 200 км от него (рис. 14) [6].

К северу от Нью-Йорка, в районе Новой Англии, шельф расширяется, образуя выступ банки Джорджес. Далее он продолжается в виде широкого (до 360 км) шельфа зал. Мэн, зал. Св. Лаврентия и южного побережья п-ова Лабрадор с о-вом Ньюфаундленд и обширной Ньюфаундлендской банкой. В отличие от выровненной аккумулятивной поверхности шельфа южной части окраины континента, на шельфе Новой Англии и в зал. Св. Лаврентия существуют реликтовые эрозионные долины и сложный грядовый моренный рельеф, характерный для шельфов областей древнего оледенения. Континентальный склон у южного края банки Джорджес пересекает цепочка подводных гор Новой Англии, уходящая далеко на юго-восток на ложе океанической котловины. Определенная смена характера рельефа склона связана с тем, что фундамент периокеанического прогиба представлен здесь уже не плитой Мидконтинента, а поясом Гренвилл протерозойской складчатости Канадского щита. Мощность аккумулятивной террасы шельфа (значительная вдоль периокеанических прогибов плиты Мидконтинента) резко сокращается с переходом к Канадскому щиту до нескольких сотен метров и даже до полного обнажения кристаллического фундамента в зал. Мэн и к северу от него.

К югу от о-ва Ньюфаундленд край шельфа и континентальный склон почти под прямым углом поворачивают к юго-востоку, образуя юго-за-

падный край Большой Ньюфаундлендской банки. Прямолинейные очертания склона позволяют предполагать связь его с западным продолжением одного из транскеанических разломов — Ошеанографер или Пико. Выступ континентального склона от юго-восточной оконечности Большой Ньюфаундлендской банки известен как Ньюфаундлендский хребет. Он протягивается почти до самого западного фланга Северо-Атлантического хребта. У основания континентального склона между каньонами Хаттерас и Гудзон протягивается флювиоаккумулятивный хребет — дрифт Гудзон. Широкое континентальное подножие Новой Англии перекрывает прогибы фундамента, подобные описанному в районе штата Нью-Джерси и обладающие глубиной до 12—16 км. Соответственно этому мощность аккумулятивной толщи вдоль всего континентального шельфа и склона порядка 6—16 км.

Строение шельфа как аккумулятивной террасы сохраняется и на банке Джорджес, и у берегов Новой Шотландии. Докембрийский фундамент погружается по ступенчатым сбросам и перекрывается толщей осадков мощностью до 10 000 м, начинающейся юрскими эвапоритами. Желоб Лаврентия в проливе Кабота соответствует в рельефе грабену фундамента с мощностью заполняющей толщи около 4 000 м и также начинающейся юрскими эвапоритами. К северу от пролива Кабота Большая Ньюфаундлендская банка по своему строению несколько напоминает краевое плато Блейк. Докембрийский фундамент погружается в сторону океана ступенчатыми сбросами, но под внешним краем банки существовал барьерный риф, создавший седиментационную ловушку. В ней накопился мощный осадочный комплекс от верхнетриасовых и юрских эвапоритов до нижнемеловых мелководных известняков, перекрытых нижнемеловыми базальтами, а затем палеоген-неогеновыми осадками. Мощность осадочной толщи здесь порядка 6 000—12 000 м, достигая наибольших значений в грабенах Уейл и Жанны-Дарк [40, Tucholke, Ludwig, 1982; 45, Gradstein et al., 1977].

Рельеф поверхности шельфа к северу от Большой Ньюфаундлендской банки и у берегов Лабрадора имеет характер, свойственный шельфам областей древнего оледенения: внешний край его опущен на глубины порядка 300 м, а поверхность расчленена поперечными и продольными желобами на ряд банок (Гамильтон, Саглек и др.). Однако глубинное строение шельфа и склона сходно со строением более южных областей: докембрийский фундамент погружается по ступенчатым сбросам и его перекрывает аккумулятивная терраса, сложенная осадками от юры до палеогена, начинающаяся лагунными фациями, перекрытыми в раннем мелу базальтами и в эоцене начавших испытывать погружение. В пределах континентального склона к востоку от Ньюфаундленда находятся два краевых плато — Флемиш-Кап и Орфан. Вершинная поверхность плато Флемиш-Кап имеет глубины 200—500 м и минимальную 183 м, плато Орфан 1700—1800 м при минимальной 1600 м. Фундамент у обоих плато континентальный, докембрийского возраста. Толща рыхлых осадков мощностью около 250 м представлена мелководными осадками верхнего мела и эоцена с покрывающими их более глубоководными осадками, начиная от плиоцена до современных. Под этой толщей лежат



Рис. 15. Структурный профиль подводной окраины п-ова Лабрадор и подводного плато Орфан. По Ш. Кину и Д. Баррету (1981 г.)

1 – пострифтовые осадки; 2–3 – континентальный фундамент (2 – верхняя часть, 3 – нижняя часть); 4 – верхняя мантия; 5 – океанический фундамент; 6 – поверхность континентального фундамента; 7 – скорость сейсмических волн, км/с

уплотненные отложения нижнего мела и юры. Суммарная мощность осадочного покрова оценивается в 4 000–6 000 м. Мощность коры в целом порядка 22 км. В отделяющих это плато от шельфа желобах глубины 1100–1200 м в желобе Флемиш-Пасс и порядка 2800 м в бассейне Орфан. В структуре фундамента им соответствуют грабены, в которых континентальная кора утонена до 15–17 км [35, Keen, Banieett, 1981]. Аккумулятивный клин континентального подножия в этом районе имеет мощность до 1 000–2 000 м [31, Sullivan, 1983] – см. рис. 15.

Ложе океана в западной части Северной Атлантики делится на две котловины: огромную Североамериканскую и небольшую Ньюфаундлендскую. Их разделяет выступ континентального склона Большой Ньюфаундлендской банки – Ньюфаундлендский хребет, оконтуриваемый изобатой 4500 м.

Североамериканская котловина ограничена на востоке поднятием Северо-Атлантического хребта и оконтуривается изобатой 5 000 м. По северо-западной окраине ложе котловины выровнено мощным осадочным чехлом и представляет собой абиссальные равнины – Нейрс на юге, Хаттерас на западе и Сом на севере. Мощность осадочного чехла под равниной Нейрс, лежащей на глубинах 5700–5900 м, наименьшая – 200–300 м и местами до 500 м. К южной части ее примыкает флювиоаккумулятивный дрефт Больших Антилл – в нем мощность осадков от верхнего мела (скв. 28) до 1 000 м. Равнина Хаттерас лежит на глубинах 5396–5570 м и мощность осадочной толщи под ней значительно больше: от 5 000 м вблизи континентального подножия и до 2 000 м на восточном краю равнины. Осадочная толща равнины Хаттерас охватывает интервал от верхней юры, представленной мелководными осадками в скв. 391, отмечающими значительные колебания уровня дна осадками мела – начала миоцена и сменившими их устройство глубоководными лишь с конца миоцена. Равнина Сом на глубинах 5136–5396 м подстилается также мощной осадочной толщей: 4 000 м на севере и до 1 000 м на южном краю ее. Осадки с возрастом от позднего мела слагают чехол равнины Сом (скв. 382 и 385). Мелководные условия существовали здесь с позднего миоцена до плейстоцена [18].

В центре котловины находится обширное сводовое Бермудское поднятие, ориентированное в северо-восточном — юго-западном направлении. Оно оконтуривается изобатами 5500 м на юге и 5400 м на севере. Протяженность поднятия примерно 1400 км и ширина его до 1100 км. Северный и южный края поднятия определены трансокеаническими разломами Атлантис на севере и предположительно разломом Кейн на юге. Восточный край поднятия, очевидно, связан с разломом, протягивающимся в северо-восточном направлении и отмечаемым к востоку от поднятия магнитной аномалией, получившей название аномалии Джи. Серия поднятий ложа с глубинами менее 5500 м как бы связывает Бермудское поднятие с западным флангом Северо-Атлантического хребта. Бермудские острова сложены толщей эоловых и морских рифтовых известняков плейстоцена, лежащих на абрадированной вершине вулканического цоколя. Рельеф фундамента флангов поднятия различен — он сглажен на западном фланге и расчленен на восточном. Поднятие подстилается утолщенной до 8 км корой океанического типа (к востоку от него кора имеет толщину 4 км). По данным скважин глубоководного бурения 6, 7, 386, 387, 417 и 418 Бермудское поднятие в раннем мелу было мелководным, близким к берегам континентальной суши судя по содержанию в осадках пыльцы и спор наземных растений (скв. 417, 418). Последовавшее погружение сменилось воздыманием свода поднятия до шельфовых глубин в эоцене (скв. 6 и 7) и только в последующее время произошло снова погружение уже на современные глубины [18].

Важной структурной особенностью ложа котловины является небольшой хребет, протягивающийся от южного конца Большой Ньюфаундлендской банки в юго-западном направлении и оконтуренный изобатой 5000 м. Это так называемый хребет аномалии Джи горст, протягивающийся вплоть до разлома Атлантис и, вероятно, продолжающийся далее к югу в форме уступа юго-восточного края Бермудского поднятия. Он отмечен аномалией 0,79 А/м. На гребне хребта аномалии Джи находятся рифовые известняки альб-сеномана. Погружение хребта началось в апте, и амплитуда вертикального смещения достигла 4200 м. К западу от этого хребта поверхность фундамента прогнута до глубин 8500–9000 м. [40, Tuscholke, Ludwig, 1982]. Подобно поднятию Мадейра-Торе восточной части океана структура аномалии Джи, как вся зона мезозойских аномалий магнитного поля этой котловины, может быть связана с краевыми дислокациями платформенного ложа [45, Gradstein et al., 1977].

В Североамериканской котловине есть две группы подводных гор. Горы Новой Англии — Нашвилл (1975 м), Рехобот (1218 м), Маннинг (1481 м), Сан-Пабло (1093 м), Грегге (905 м), Келвин (1575 м) и др. — это цепочка вулканов, сопряженных с западным продолжением разлома Атлантис. Обособленно расположены горы Корнер (971 м, 950 м, 1690 м, 1730 м и др.), вытянутые двумя линейными цепями в юго-западном, юго-восточном направлениях. Первую из них можно связывать с зоной краевых дислокаций западного фланга Северо-Атлантического хребта, вторую — с одним из трансокеанических разломов.

Восточная окраина Североамериканской котловины обладает наи-

менее развитым осадочным чехлом — мощность его там всего 100–200 м. Поэтому в рельефе дна здесь хорошо отражена структура фундамента, в которой преобладает грядово-желобное расчленение, но не того типа, который характерен для рифтогенальной системы Срединно-Атлантического хребта, а связанного с трансокеаническими разломами. К желобам этих разломов приурочены максимальные глубины ложа котловины: 6610 и 6471 м (на продолжении разлома Кейн). Трансокеанические разломы продолжаются и далее к западу, но не отражены в рельефе дна, так как погребены мощными толщами осадков абиссальных равнин и окраины континента. Однако их западные окончания вторгаются на край континента по крайней мере на 150 км [40, Tucholke, Ludwig, 1982]. Сложная картина строения фундамента Североамериканской котловины усугубляется вариациями мощностей земной коры и динамических характеристик кровли верхней мантии. На основании анализа этих характеристик Н.Я. Кунин и В.И. Усенко пришли к выводу о сходстве литосферы мантии этой котловины с литосферой плиты Мидконтинента древней платформы Северной Америки.

Дно Ньюфаундлендской котловины лежит на глубинах 4500–4600 м. Осадочный чехол имеет толщину около 1 000 м и сложен осадками от нижнего мела до современных. Примечательной особенностью рельефа дна является срединноокеанический каньон, меандрирующее русло которого с хорошо развитыми прирусловыми валами служит каналом для суспензионных потоков, пронсящих из северной части Лабрадорского моря вплоть до абиссальной равнины Сом. Под толщей осадков погребено структурное поднятие фундамента — хр. Флемиш-Кап, но сквозь нее выступают вулканические Ньюфаундлендские горы (1687 м, 2900 м и др.), цепочка которых сопряжена с одним из трансокеанических разломов — возможно с разломом Курчатова, и обособленные вулканические горы Гаусс (1903 м, 2895 м) и Милн (1931 м). Уже на краю фланга Срединно-Атлантического хребта расположена вулканическая гора Альтаир, образованная соединением двух вулканических конусов (973 и 1482 м).

Среди океанов Земли Северный Ледовитый океан наименьший по занимаемому им пространству. Его впадина ограничена континентами Северной Америки и Евразии смыкаются на шельфе Чукотского и Берингова морей и только мелководный Берингов пролив связывает Северный Ледовитый океан с Тихим. Значительно глубже и шире проливы, связывающие его с Атлантическим — Датский и Фареро-Исландский. Граница между ним и Атлантическим океаном проходит по Фареро-Исландскому и Гренландско-Исландскому порогам. Северный Ледовитый океан делится на два основных бассейна: собственно Арктический бассейн и Норвежско-Гренландский. Они разделяются сужением между северо-восточным выступом подводной окраины Гренландии и северо-западным выступом шельфа Баренцева моря с расположенным на нем архипелагом Шпицбергена и краевым плато Ермак. Пороговое поднятие дна в этом сужении названо порогом Нансена.

По особенностям морфологии, строения и истории развития Норвежско-Гренландский бассейн тесно связан с самой северной частью Атлантического океана — к северу от разлома Чарли-Гиббса. В сущности, это единая область — Евро-Гренландско-Канадский регион, разделяемый по Фареро-Исландскому и Гренландско-Исландскому порогам по гидрологическим характеристикам, тогда как по единству морфологического и тектонического плана его целесообразно рассматривать в целом. Поэтому здесь он включен в раздел, посвященный Северному Ледовитому океану. Так же как разделяющие его пороги еще недавно были мостом, соединяющим Европу с Гренландией и Канадой, так и все дно этого региона представляется сочетанием морфоструктур единой ранее континентальной платформы.

ЕВРО-ГРЕНЛАНДСКО-КАНАДСКИЙ РЕГИОН

Разделяющая Северо-Атлантический хребет от его северного продолжения — хр. Рейкьянес — зона разлома Чарли-Гиббса является одной из крупнейших зон разломов Атлантического океана. Она протягивается от подводной окраины Северной Америки на западе до южной оконечности плато Роколл и далее под покровом осадков до подножия континентального склона Европы. Существует представление, что в Европе продолжением ее является ослабленная зона фронта герцинской складчатости, а на континенте Северной Америки аналогичная ослабленная зона или кембрийский прогиб Канадского щита. По разлому Чарли-Гиббса ось Срединно-Атлантического хребта смещена к западу примерно на 370 км. В рельефе дна разлом этот выражен сочетанием двух поперечных желобов и трех сопряженных с ними приразломных хребтов. В южном желобе глубины достигают 4280 м, в северном 4387 м. Гребень хребта разделяюще-

го желоба, хотя и узок, но все же расчленен системой гряд и желобов, обычных для Срединно-Атлантического хребта и поднимается до глубин 2350–2800 м при минимальной глубине 918 м (гора Геката). Гребни южного и северного приразломных хребтов поднимаются еще выше и в местах пересечения с рифтовыми зонами Северо-Атлантического хребта и хр. Рейкьянес глубины над ними соответственно 540 и 718 м (гора Мия) [40, Searl, 1981; 43, Fleming et al., 1970].

Расположенные к югу от разлома Чарли-Гиббса и связанные с его южным приразломным хребтом глыбовые поднятия Западное и Восточное Туле ориентированы в направлении северо-запад – юго-восток, т. е. параллельно простиранию склонов самого северного звена Северо-Атлантического хребта и являются скорее элементами зоны краевых дислокаций в основаниях восточного и западного склонов этого хребта.

Зона разлома Чарли-Гиббса служит структурным рубежом между Северной Атлантикой и Евро-Гренландско-Канадским регионом океана, отличающимся от нее уже по значительно более высокому гипсометрическому уровню дна. Все пространство этого региона лежит выше уровня глубин 4 000 м и преобладают в нем глубины менее 3 000 м.

Рифтогенальная система Срединно-Атлантического хребта к северу от разлома Чарли-Гиббса разветвляется: к северо-западу отходит затухший, почти полностью погребенный осадочным чехлом и поэтому выработанный в рельефе лишь в самой восточной своей части в виде Гренландских холмов рифтогенальный хребет фундамента Лабрадорского моря [39, Laughton, Berggren, 1972], а к северо-востоку идет активный рифтогенальный современный хр. Рейкьянес. Лабрадорский хребет лишен проявлений сейсмической активности, тогда как в рифтовой зоне хр. Рейкьянес – особенно в его южной части – отмечены многочисленные очаги землетрясений. Свойственная Северо-Атлантическому хребту система линейных аномалий магнитного поля также разветвляется к северу от разлома Чарли-Гиббса. Аномалии, идентифицируемые в последовательности от осевой до 20-й на западном склоне и до 24-й и 34-й на восточном склоне, продолжают после смещения к западу на хр. Рейкьянес, а аномалии от 20-й до 31-й и 34-й прослеживаются на Лабрадорском хребте. Структура фундамента Лабрадорского моря в зоне Лабрадорского рифтогенального хребта представляет собой сочетание горстов, наклоненных от оси отмершего рифта. При этом верхние части блоков обладают стратификацией, и слои этого слоистого фундамента интерпретируются как осадки олигоцена и эоцена. Над ними несогласно лежат недислоцированные, горизонтально слоистые осадки от миоцена до современных. Существовавший к началу рифтогенеза осадочный эоцен-олигоценый покров не был разорван и раздвинут, как должно было бы быть в процессе значительных горизонтальных перемещений и новообразований коры океанического типа. Процесс рифтогенеза сводился к дроблению фундамента на блоки вместе с покрывающим его осадочным чехлом. Сходную картину мы увидим далее к северу на активном рифтогенальном хр. Аегир в Норвежской котловине. Лабрадорский хребет пересечен поперечным разломом Фаруэлл, приразломный хребет которого образует

ядро отходящего от мыса Фаруэлл хр. Эрик. Дальнейшее продолжение Лабрадорского рифта к северу можно предполагать в грабене пролива Дэвиса.

Хребет Рейкьянес уже отличается от Северо-Атлантического хребта тем, что располагаются на более высоком гипсометрическом уровне и этот уровень последовательно повышается с приближением к Исландии, так что гребень северного окончания хребта выходит над уровнем океана в виде п-ова Рейкьянес. В южной своей части хребет имеет почти меридианальное простираие и сохраняет обычный для Срединно-Атлантического хребта грядово-желобовый рельеф. Его пересекают два поперечных разлома широтного направления, северный из которых (разлом Байт) образует угол 45° с северной частью хребта, ориентированной в северо-восточном направлении. Эта северная часть уже существенно отличается по своей морфологии. Осевая зона хребта имеет облик горстового массива, в южной части которого еще наблюдаются рифтовые ущелья, располагающиеся кулисообразно и под некоторым углом к оси хребта в целом, но по мере продвижения к северу таких ущелий нет и гребень хребта выровнен абразией при более высоком его стоянии в прошлом. Вершинная поверхность хребта поднимается до глубин около 1200 на юге до 600 м на севере, где примыкает к островному склону Исландии.

Хребет Рейкьянес значительно уже Северо-Атлантического хребта, даже его северной части. Если принять за контур его изобату 2500 м, то при взгляде на батиметрическую карту создается впечатление расширения этого хребта к северу от 370 до 550 км. Однако если посмотреть на профили дна и учитывать поднятие хребта в целом в северном направлении, то хребет сужается к северу до 180 км и как бы вклинивается в цоколь Исландии. Фланги северной части хребта лишены обычного грядово-желобного рельефа. Горстовый облик хребта подчеркивается тем, что уступы высотой до 500 м дробят его фланги на две ступени, лежащие на глубинах 1400–1500 и 2 000–2500 м. На восточном склоне хр. Рейкьянес примечателен аккумулятивный хр. Гардар, созданный деятельностью придонного течения, идущего с севера из Норвежского моря. Холодным придонным течениям, сваливающимся с севера через Фареро-Исландский и Гренландско-Исландский пороги, обязаны своим происхождением также флювиоэрозионные желоба Мори и Имарссуак, протягивающиеся вдоль подножий западного склона плато Рокколл и западного склона хр. Рейкьянес, а также аккумулятивный хр. Глория, примыкающий к хр. Эрика и спускающийся на юг от него в виде полукруга через все горло Лабрадорского моря. Через хр. Рейкьянес пробурены три скважины глубоководного бурения: 409 на плоской вершинной поверхности в северной части хребта, 408 – на западном и 114 – на восточном склоне. Все три скважины достигли акустического фундамента, сложенного базальтовыми лавами, излившимися в мелководных условиях и на гребне хребта срезавшимися абразией с образованием плоской террасы. Они перекрыты осадками в низах толщи определенно мелководными от миоцена на склонах и плиоцена на грабне до современных. Скважина 114 прошла толщу аккумулятивного тела хр. Гардар, начавшего формиро-

ваться лишь 5 млн. лет назад, т. е. после погружения Фареро-Исландского порога и прорыва через него холодных вод Норвежского моря [39, Loughton, Berggren, 1972].

Учитывая установленные амплитуды погружений и современные глубины в местах скважин, можно предполагать опускание хребта в целом как единого массива — альтернативно представлениям о погружениях краев раздвигающихся плит, обычным для концепции тектоники плит.

Рифтовая зона хр. Рейкьянес продолжается на одноименном п-ове Исландии, однако следующее звено активной в сейсмическом отношении неовулканической зоны этого острова смещено к востоку. Это смещение не отмечено ни в морфоструктуре, ни в сейсмичности Исландии поперечным разломом. Точно так же северное окончание неовулканической зоны не связано с дальнейшим продолжением рифтовой зоны в хр. Кольбейнсей структурно выраженным поперечным разломом. Предполагаемый разлом Тьорнес отмечен лишь серией очагов землетрясений. Такая картина расположения звеньев рифтовой системы очень напоминает систему внедряющихся ("проградирующих") рифтов Восточно-Тихоокеанского поднятия.

По своей структуре Исландия представляет собой огромную линзу экструзивных базальтов, рассеченную рифтовыми трещинами и множеством второстепенных даек. Слои базальтов от миоцена до современных, образующих это линзовидное тело, формировались в субазральных условиях и прогибались одновременно с образованием последующих слоев. Оси прогибания соответствовали рифтовым зонам. С течением времени экструзии все более локализовались в рифтовых зонах, и лавовые покровы охватывали все меньшие пространства. Современные вулканические конусы группируются вдоль рифтовых трещин. Особенно характерен ряд Локи-кьяр, напоминающий расположение вулканических конусов на о-ве Амстердам в Индийском океане. Наклонное залегание слоев базальтовых лав, падающих в направлении к оси рифта, как теперь известно, характерно для периферии многих рифтогенных областей. Примечательно, что глубинные границы раздела, выявляемые в Исландии сейсмическим зондированием по методу преломленных волн, несогласно сicut наклонные границы пластов, определяемые как методом отраженных волн, так и геологическими методами, и подтвержденные результатами бурения [40, Zverev et al., 1980]. Природа преломляющих границ интерпретируется как результат уплотнения базальтов при амфиболитизации, активную роль в которой играет гидротермальный процесс. Мощность коры под Исландией достигает 30–60 км. Линейная структура аномального магнитного поля хр. Рейкьянес затухает в пределах шельфа Исландии и на ее суше и возникает вновь лишь к северу от нее на рифтогенальном хр. Кольбейнсей. Потеря базальтами Исландии упорядоченной линейной намагниченности, возможно, связана с гидротермальной активностью и метаморфизмом. Анализ механизмов в очагах землетрясений в рифтовых зонах Исландии свидетельствует в пользу общего растяжения ее экструзивного тела.

Окружающий Исландию шельф лежит на глубинах 150–180 м. Края его сложно изрезаны подводными продолжениями фьордов суши, отвечающих тектоническим трещинам лавого щита Исландии. Островной склон Исландии большей частью крут, и он образован, по-видимому, фронтом лавовых потоков, формировавших этот щит.

Структуру Исландии вряд ли можно рассматривать как продолжение структур Срединно-Атлантического хребта. Примыкающие к Исландии поднятия Фареро-Исландского и Гренландско-Исландского порогов и Исландского плато являются частью континентальных окраин, которые вместе с глубоким фундаментом Исландии составляли еще недавно континентальный мост, взломанный в процессе рифтогенеза.

К северу от Исландии отходят активный рифтогенальный хребет Кольбейнсей и затухший хребет котловины Норвежского моря — хр. Аегир. В отличие от Лабрадорского хребта хр. Аегир не полностью погребен под осадками и достаточно четко выражен в рельефе дна. Это система линейных поднятий высотой от 500 м до 2000 м, разделяемых осевым желобом. Экструзивная деятельность на хр. Аегир продолжалась вплоть до начала миоцена. Система линейных аномалий магнитного поля от 20 до 24-й образует в Норвежской котловине расходящийся веер с осью симметрии, совпадающей с осевым желобом хр. Аегир.

Хребет Кольбейнсей сейсмически активен, с ним связаны линейные аномалии магнитного поля от осевой до 5-й. Он представляет собой неширокое (100–110 км) сводовое поднятие, расчлененное рядом гряд и желобов. Южная оконечность хребта вклинивается в цоколь Исландии, подобно тому, как это наблюдается у хр. Рейкьянес. Осевое рифтовое ущелье в южной части хребта отсутствует, а в северной выражено не очень четко и представлено несколькими кулисообразно расположенными желобами с глубинами до 1600 м. Гребни рифтовых гряд поднимаются до глубин 700–800 м. Обращает внимание существование слоев осадочного чехла на вершинных поверхностях блоков рифтовых гряд. Очевидно, раздробление фундамента хр. Кольбейнсей в процессе рифтогенеза происходило уже при наличии на нем достаточно развитого осадочного чехла, фрагменты которого сохранились на поверхности рифтовых гряд. В северной части хр. Кольбейнсей пересечен поперечным разломом Спар, в желобе которого глубины достигают до 1750 м. Еще один разлом пересекает хребет у 71° с. ш. Северное окончание хребта обрублено крупным поперечным Ян-Майенским разломом. Вблизи этого разлома хр. Кольбейнсей раздроблен на ряд обособленных глыбовых гор, среди которых находится банка Элгин с глубиной 23 м. С вершины одной из гор (гора Богорова) получены образцы метапесчаников, переслаивающихся с кварцитами, а с южного борта Ян-Майенского разлома в этом же районе получены образцы микродиоритов [4]. Породы этого типа характерны для континентальных окраин этой области, и они соответствуют, по-видимому, фрагментам континентального фундамента хр. Кольбейнсей, раздробленного и частично преобразованного на начальных пока еще стадиях рифтогенального процесса. Зона Ян-Майенского разлома пересекает весь Норвежско-Гренландский бассейн океана от континентального

склона Гренландии до континентального склона Скандинавии.

Структура примыкающего к хр. Кольбейнсей Исландского плато резко отличается от рифтогенных структур. Рельеф дна и акустического фундамента имеет спокойное залегание слоев платформенного блока, нарушаемое сбросами в центральной части плато и горстовыми поднятиями Ян-Майенского хребта на его восточном краю. Довольно ровная и полого наклоненная к востоку поверхность плато лежит на глубинах порядка 1800—2000 м. Несколько гряд высотой в 200—300 м протягиваются параллельно хр. Кольбейнсей и некоторыми исследователями рассматриваются как рифтовые. Однако связь их с нормальными сбросами фундамента очевидна. Ян-Майенский хребет — это глыбовое поднятие, фундамент которого представлен рядом кулисообразно расположенных горстовых блоков. Хребет несет в своей северной части вулканический о-в Ян-Майен и спускается на юг от него примерно на 270 км. Вершинная поверхность хребта, выровненная абразией, погружается в южном направлении до глубин около 1000 м. Ширина хребта 15—25 км. К югу от 69° с. ш. хребет теряет свою монолитность, разбивается на отдельные блоки, которые постепенно погружаются под осадочным чехлом в юго-восточном углу Исландского плато. Бурение на Ян-Майенском хребте (скв. 346—348) и глубинное сейсмическое зондирование подтвердили предположение о его континентальной природе [4]. Бурением на Исландском плато (скв. 349, 350, 351) установлено, что его акустический фундамент сложен потоками базальтовых лав. Сквозь разрывы его, словно сквозь "окна", сейсмическим зондированием просматривается слой уплотненных осадочных пород мощностью до 2500—3000 м. Из этого слоя местами воздымаются диапировые структуры и отмечены истечения тяжелых углеводородов. Сходство структуры глубокого фундамента Исландского плато с его поднятыми блоками, образующими Ян-Майенский хребет, позволяет распространять на все плато представления о континентальной природе. Это согласуется с определениями мощности коры под плато 20 км [40, Evans, Sacks, 1979], одинаковой с мощностью коры под Фареро-Исландским порогом [39, Talwani, Udintsev et al., 1976].

К северу от Ян-Майенского разлома продолжением рифтогенальной системы служит хр. Мона, сводовое поднятие шириной в 270 км с характерным грядово-желобным рельефом, с хорошо выраженным осевым рифтовым ущельем, состоящим из ряда кулисообразно расположенных ячеек с глубинами 2800—3400 м. Вершины рифтовых гряд находятся на глубинах 1500—1800 м. Гренландский разлом, вдоль которого развит узкий приразломный хребет высотой около 1700 м, с глубинами над гребнем 1780—1769 м, подходит к северному окончанию хр. Мона с северо-запада и, видимо, пересекает его. Возможное продолжение разлома к юго-востоку перекрыто мощным шлейфом осадков континентального склона, образующим выступ, подобный конусам выноса больших рек. В рельефе дна продолжением хр. Мона служит хр. Книповича. Это серия узких горстовых гребней, сопряженных со столь же узким желобом с глубинами более 3000 м. Фундамент хребта по данным бурения (скв. 344) сложен диабазами и габбро. Над хребтом обнаружена лишь

одиночная линейная аномалия магнитного поля. Этот хребет скорее всего — приразломная структура, связанная с крупной зоной разлома, возможно, служащей продолжением разлома Сеня, обнаруженного под слоем осадков континентального склона Баренцева моря. На продолжении желоба, сопряженного с хр. Книповича, лежит узкая долина Лены, пересекающая поднятие порога Нансена, служащего морфологическим рубежом между Норвежско-Гренландским бассейном и Арктическим бассейном Северного Ледовитого океана. За порогом Нансена глубины разломного желоба, протягивающегося вплоть до выступа континентального склона Гренландии (у мыса Моррис-Джесеп), превышают местами 4 000 м.

Евро-Гренландско-Канадский регион в своем континентальном обрамлении представлен структурами докембрийских Скандинавского и Канадско-Гренландского щитов, фрагментов докембрийской платформы Эрия и протягивающихся между ними складчатых поясов каледонид и герцинид. На восточной окраине региона шельф Западных подходов переходит в Кельтский шельф Ирландии, восточнее которого он сужается до 36–55 км. Примерно такой ширины, с глубинами внешнего края до 200 до 150 м, он продолжается до Фареро-Исландского порога. Континентальный склон восточной окраины региона сложно раздроблен на несколько краевых плато; Поркьюпайн, Роколл, Фарерское и Фареро-Исландское. Плато Поркьюпайн, отделенное от склона желобом с глубинами до 2 000 м, лежит на глубинах 200–500 м; плато Роколл в целом оконтурено изобатой 1500 м, но его вершинная поверхность распадается на несколько поднятий. Банка Роколл, вытянутая в северо-восточном — юго-западном направлении с выступом скал Роколл и вершинной поверхностью оконтуренной изобатой 500 м, отделяется от параллельной ей банки Хаттон с минимальной глубиной 485 м и вершинной поверхностью, оконтуриваемой изобатой 1 000 м желобом Хаттон-Роколл с глубиной до 1400 м. К северу от банок Роколл и Хаттон на общем с ними цоколе находятся меньше по размерам банки Джордж-Блай, Розмари, Лаузи, Билл-Бейлис, Фарерская и порог Уайвиля Томпсона, все с глубинами менее 500 м. Желоб Фарерской банки с минимальной глубиной 856 м отделяет их от отмели Фарерских островов и Фареро-Исландского порога. Край отмели Фарерских островов лежит на глубинах от 160 до 660 м, а вершинная поверхность Фареро-Исландского порога на 400–500 м.

От основного континентального массива цоколь плато Роколл отделен желобом Роколл с глубинами от 1500 до 3 000 м, с широким и почти плоским дном, а блок Фарерских островов — Фареро-Шетландским желобом. Фундамент плато Роколл — фрагмент докембрийской платформы Эрия. Судя по результатам бурения, плато Роколл (скв. 116 и 117) оставалось мелководьем в эоцен-олигоцене, и только в миоцене погрузилось на современные глубины. Погрузению предшествовало перекрытие палеоценовых осадков склона плато (скв. 552 и 555) базальтовым покровом, относящимся к обширной области покровных базальтов провинции Туле, излившихся в палеоцене—эоцене в Северо-Западной Шотландии, на Фарерских островах, в Северо-Западной Ирландии и на Фареро-Ис-

ландском прогибе, а на западной стороне региона — в Восточной и Южной Гренландии и на побережье Земли Баффина. Отделяющий плато Рокколл от континента желоб — грабен образовался в среднем мелу [31, Roberts et al., 39, Montadert, Roberts, 1980; Roberts, Schnitker, 1983]. Земная кора в желобах Рокколл и Фареро-Шетландском значительно утонела — до 15–17 км, тогда как под континентальным блоком, сохранившим свое высокое положение, она порядка 30 км. Погружение Фареро-Исландского порога началось в эоцене, но открыло проход с севера холодным водам Норвежского моря только в миоцене (скв. 336). Исландская котловина между плато Рокколл и хр. Рейкльянес сформирована в олигоцен-миоцене (скв. 403 и 404) [18].

Флювиоаккумулятивный хребт Фени на юго-восточном склоне плато создан холодным придонным течением из Норвежского моря. Желоб Мори у подножия северо-западного склона плато Рокколл промыт придонным течением из Норвежского моря.

За Фареро-Исландским порогом сравнительно узкий шельф Гебридских островов сменяется широким (до 1100 км) шельфом Северного моря и подвержены широким (до 220 км) шельфом Скандинавии. Глубины края подтверждены колебаниям от 230 м у Гебридского шельфа до 200–500 м на краю Скандинавского и Баренцевоморского шельфов. Морфология Скандинавского шельфа типична для областей древнего оледенения — с системой банок, разделенных поперечными и продольными желобами. Морфология континентального склона осложнена краевыми плато, из которых наиболее крупное — плато Воринг с глубинами вершинной поверхности 1300–1500 м. Фундамент этих краевых плато (бесспорно континентальный на шельфе Северного моря) остается дискуссионным для внешней части плато Воринг, хотя уже неоднократно высказывались доводы в пользу его континентальной природы [4; 21; 34, Mutter et al., 1982]. Блок внешней части плато Воринг представляется краевым континентальным блоком, отделенным в палеоцене глубоким грабеном, подобным грабену Викинг Североморского шельфа. Погребенный осадочным чехлом Фареро-Шетландский краевой блок является его аналогом. Мощность осадочной толщи во внутренней части плато Воринг достигает 4 000–5 000 м. Южный и северный края плато обрублены разломами, один из которых является восточным продолжением Ян-Майенского. Внешний край плато перекрыт наклонно падающими к западу слоями вулканогенно-осадочной толщи, подобно наблюдаемому на плато Рокколл, Гобан, Мазаган и ряда других окраин Атлантического типа (рис. 16).

Дно Норвежской котловины к югу от Ян-Майенского разлома лежит на глубинах от 3 000 до 3600 м, а в желобе хр. Аегир — до 3700 м. Базальте акустического фундамента в котловине интерпретируются как продолжение палеоцен-эоценового лавового поля Фарерских островов, т. е. части провинции Туле, под которой залегает осадочная толща мощностью до 4–5 км — предположительно мезозойского возраста по аналогии с Северо-морским шельфом [36, Smythe et al., 1983] — см. рис. 17.

Дно Лофотенской котловины к северу от Ян-Майенского раз-

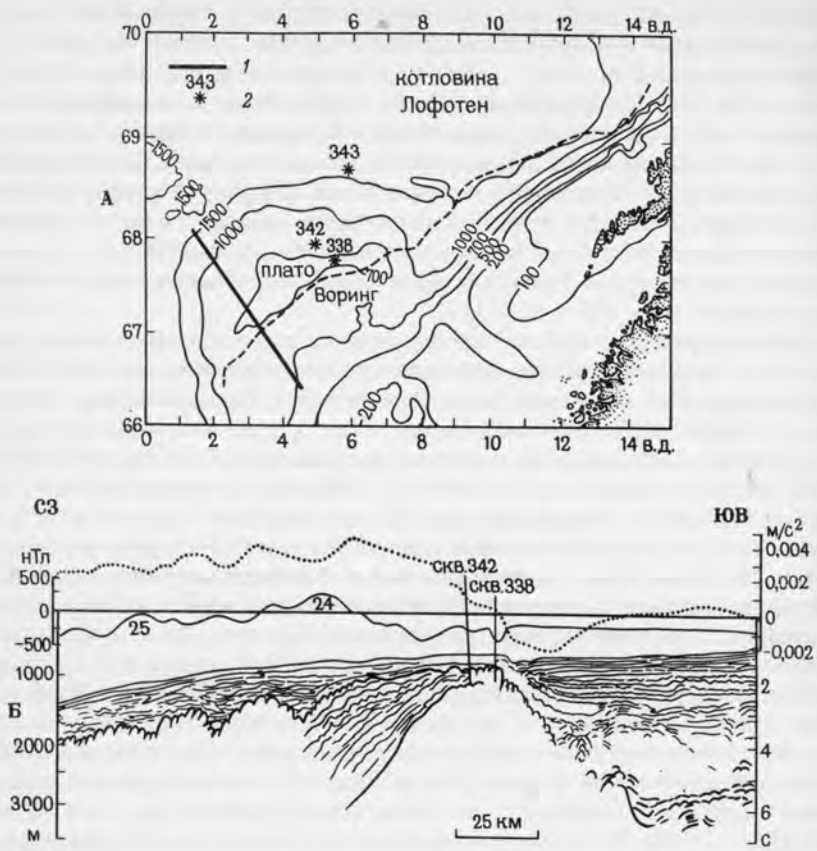


Рис. 16. Структурный профиль плато Воринг. По Дж. Муттеру и М. Талвани (1983 г.)

А — положение профиля: точки — скважины "Гломар Челленджера", пунктир — сброс внутренней части плато Воринг; Б — профиль: верхняя линия — аномалии силы тяжести в редукции свободного воздуха, нижняя линия — суммарная напряженность магнитного поля (24 и 25 — номера аномалий); на профиле — временная картина отражений по данным глубинного сейсмического профилирования

лома имеет глубину 3100–3200 м. Мощность осадочного чехла в ней от 400 до 1000 м, но акустический фундамент и здесь, возможно, образован базальтовыми потоками провинции Туле. Погружение в этой котловине могло быть недавним — в олигоцене, поскольку еще в осадках эоцена в центральной части котловины содержатся пыльца и споры наземных растений.

На западной стороне региона континентальные шельфы Лабрадора и Гренландии обладают типичными чертами шельфов областей древнего оледенения. В строении краев прогибающихся континентальных блоков принимают участие слои палеоценовых и эоценовых вулканогенно-осадочных толщ, базальты провинции Туле. Шельфы в Лабрадорской кот-

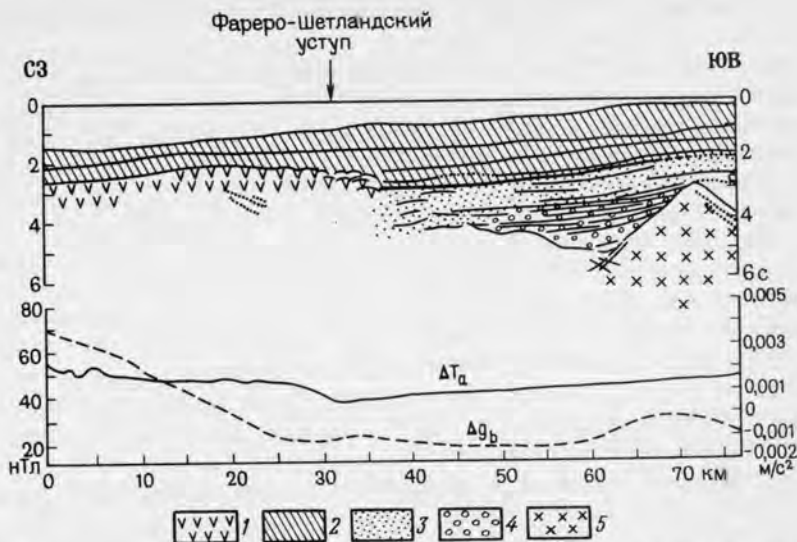


Рис. 17. Структурный профиль восточной окраины Норвежской котловины по данным глубинного сейсмического профилирования и промышленного бурения. По Д. Смайсу и др. (1983 г.)

1 – платобазальты эоцена; 2 – постэоценовые осадки; 3 – осадки от мела (турон) до палеоцена; 4 – домеловые мезозойские осадки; 5 – пермские осадочные породы. Внизу профиля: сплошная линия – суммарная напряженность магнитного поля, пунктирная – аномалии силы тяжести в редукции свободного воздуха

ловине узки, но на восточной окраине Гренландии расширение шельфа с глубиной внешней окраины около 500 м образует Гренландско-Исландский порог, прорезаемый желобом Датского пролива с глубинами около 650 м. К северу от этого порога шельф Гренландии сохраняет характер аккумулятивной террасы, в основании которой лежит докембрийский фундамент, перекрытый базальтами палеоцена – эоцена. Глубины внешнего края близки к 500 м.

Котловина Лабрадорского моря с глубинами порядка 3500 м сформировалась в результате погружений и океанизации блоков докембрийского Канадско-Гренландского щита в период с раннего мела до миоцена (скв. 112 и 113), причем интенсивное погружение произошло только в миоцене. Примечательной особенностью выровненной поверхности осадочной толщи, заполняющей котловину, является срединноокеанический каньон. Котловина Ирмингера к востоку от Южной Гренландии с глубинами, убывающими в северном направлении от 3300 до 2500 м, выстилается осадками мощностью порядка 500 м от олигоцена, но интенсивное погружение в ней началось лишь в миоцене (скв. 407) [18; 39, Montadert, Roberts, 1976]. В восточной части котловины, вдоль подножия хр. Рейкьянес, располагается эрозионный желоб Имарссуак, промытый придонным течением из Датского пролива, а в нижней части континентального склона Гренландии – флювиоаккумулятивный хр. Эрик-Глория, созданный также придонным течением из Гренландского моря.

Гренландская котловина начинается на юге довольно узким желобом с глубинами 1500–1600 м, но к северу от Ян-Майенского разлома расширяется до 370 км. Гренландский разлом с приразломным хребтом, над гребнем которого глубины менее 2 000 м, делит ложе котловины на две абиссальные равнины: Гренландскую с глубинами 3300–3500 м и Бореальную с глубинами около 3 000 м. Мощность осадочного чехла в первой от 600 до 1 000 м, во второй — 600 до 1 400 м, но в приразломных желобах Гренландского разлома мощности достигают 1 600–2 000 м [6].

История развития Евро-Гренландско-Канадского региона представляется начавшейся в средней юре сводовым воздыманием и заложением системы ветвящихся или рассеянных рифтовых трещин, за которыми последовало излияние лав покровного типа провинции Туле, происходившее в палеоцене—эоцене и постепенно локализовавшееся в сохранявших активность рифтовых зонах. Краевые рифты постепенно отмирали (грабен Викинг, Лабрадорский рифт, рифт хр. Аегир). Дробление континентальных окраин ступенчатыми сбросами, отделение краевых плато и их прогрессирующая океанизация завершились полной океанизацией дна котловин. Рифтогенальный процесс активно продолжается в системе хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей и Мона, а также в неовулканической зоне Исландии, представляющей собой линзу вулканических пород на все еще стабильном и неполностью переработанном рифтогенном блоке платформы Эрия (подобной плато Рокколл, Брито-Гренландским порогам).

АРКТИЧЕСКИЙ БАССЕЙН

Акватория Арктического бассейна имеет полукруглые очертания; западный край ее почти прямолинейный и вытянут вдоль северного побережья Гренландии и Канадского Арктического архипелага вплоть до зал. Амундсена, лежащего между о-вом Банкса и материковым берегом Канады, а восточный изогнут дугой вдоль северных берегов Евразии и Аляски. Глубоководная же впадина этого бассейна имеет очертания, близкие к треугольнику. Юго-западная сторона треугольника почти строго прямолинейна и образована континентальным склоном Гренландии и Канадского Арктического архипелага. Юго-восточная сторона также почти прямолинейна и образована континентальными склонами шельфов Баренцева и Карского морей. Северо-восточная сторона имеет более сложные очертания и образована континентальными склонами шельфов моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей и континентальным склоном Аляски. Три подводных поднятия, ориентированных примерно параллельно юго-восточному борту впадины (рифтогенальный хр. Гаккеля, горстово-глыбовое поднятие Ломоносова и сводово-глыбовое поднятие Менделеева-Альфа), делят ее на четыре котловины. Это котловина Нансена между континентальным склоном Баренцева и Карского морей и хр. Гаккеля, котловина Амундсена между хр. Гаккеля и поднятием Ломоносова, котловина Макарова между поднятиями Ломоносова и Менделеева-Альфа и, наконец, Канадская котловина между поднятием Менделеева-Альфа и континентальными склонами Чукотского

моря и Аляски на севере и Канадского Арктического архипелага на юго-западе.

Характернейшей чертой морфологии Арктического бассейна является необычайно широкий континентальный шельф Евразии, занимающий до 40 % его акватории, тогда как в других океанах Земли на долю шельфов приходится не более нескольких процентов акватории (6,5 % в Атлантическом океане, 2 % в Индийском и 1,7 % в Тихом океане). Особенностью строения дна этого бассейна следует считать и малую по сравнению с другими океанами долю пространства глубоководной впадины, занимаемую рифтогенеральными структурами срединноокеанического хребта Гаккеля. В этом отношении Арктический бассейн существенно отличается от других океанов, где структура срединноокеанических хребтов играет несравненно большую роль, занимая примерно 20–30 % пространства глубоководных впадин.

Шельф Баренцева моря имеет ширину до 1100 км. На северном краю его лежат архипелаги Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, близ западного края – острова Медвежий и Надежды. Судя по выходам структур пояса норвежских каледонид на о-ве Медвежьем, о-ве Надежды и в западной части Шпицбергена, северо-западную часть шельфа подстилает пояс каледонид. Сходство каледонид Шпицбергена с каледонидами Гренландии позволяет предполагать, что этот пояс протягивался через весь Норвежско-Гренландский бассейн в северо-западную часть Атлантического океана и Северную Америку. Восточная часть Шпицбергена отвечает поднятию сильно раздробленного новейшими движениями фундамента эппротерозойской платформы, которая лежит под остальным пространством шельфа Баренцева моря. Острова Земли Франца-Иосифа на северном краю шельфа сложены мезозойским чехлом платформы, также сильно раздробленным. Поверхность шельфа погружена на глубины до 300–500 м в Медвежинском желобе и в желобах восточной части моря, разделяемых возвышенностями Медвежинской, Центральной и Персея. Вершинные поверхности возвышенностей соответствуют поднятиям фундамента, абрадированным и почти не прикрытым рыхлым осадочным чехлом. Глубины над ними менее 200–100 м. Желоба совпадают с прогибами фундамента, заполненными мощными толщами рыхлых и уплотненных осадков со скоростями сейсмических волн от 1,8 до 4,2–4,7 км/с. Мощность этих толщ до 4–8 км [33, Eldholm, Talwani, 1977]. На поверхности шельфа Ф. Нансеном в свое время была выявлена сеть реликтовых речных долин суши. Современные глубины шельфа заставляют предполагать, что погружение бывлой суши Баренцевоморского шельфа произошло не только за счет гляциоэвстатического поднятия уровня океана, но и вследствие тектонического погружения древней платформы [4].

Континентальный склон Баренцевоморского шельфа осложнен широким краевым плато Ермака. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах менее 800 м. Подстилающий его блок фундамента отделен от края шельфа сбросовым уступом. Поверхность плато выровнена и перекрыта осадочным чехлом мощностью до 1,5–2 км. Узкие гребни, поднимающиеся над плато до глубин 1500 и 700 м, представляют выступы фундамента,

интенсивно раздробленного на блоки и местами прорывающего осадочный покров. Плато подстилается корой переходного типа: мощность ее 16 км, в составе ее слои со скоростями 4,4–5,1 км/с, мощностью 4 км и 6 км/с мощностью до 12 км. Кора соседнего Шпицбергена имеет толщ 22–30 км и в составе ее слои со сходными скоростями: 4,65 км/с, 6,21 км/с, 6,3 км/с и 6,65 км/с. Внешний край плато Ермака имеет утоненную кору и скорости в слоях там возрастают до 5,0 км/с и 6,7 км/с. Это интерпретируется, как присутствие блока коры океанического типа рифтогенного происхождения [40, Jackson et al., 1984]. Однако это может быть объяснено постепенным возрастанием скоростей сейсмических волн в слоях земной коры в процессе океанизации, подобно тому, как это наблюдается на многих краевых плато и микроконтинентах Атлантического и Индийского океанов.

Континентальный склон к востоку от плато Ермака прорезан рядом каньонов, наиболее крупным из них является желоб Св. Анны. Он отвечает, по-видимому, северному продолжению одного из прогибов сопряженных с Новоземельским антиклинорием. Остальные каньоны, вероятно, связаны с поперечными разломами края Баренцевоморской платформы. Новоземельский антиклинорий образует восточное обрамление шельфа Баренцева моря. Лежащий к востоку от него Новоземельский желоб имеет глубины более 300 м.

Шельф Карского моря сужается в восточном направлении от 1100 до 30–50 км у берегов Таймыра. Вдоль северного края шельфа продолжают структуру Баренцевоморской платформы, прослеживаемые на о-вах Северной Земли. В южной части шельфа эпигерцинский фундамент погружен на значительную глубину, но прогиб полностью компенсирован мощной осадочной толщей. Напротив, внешний край шельфа приподнят в виде Центрально-Карского поднятия и о-вов Северной Земли, между которыми в край шельфа врезается желоб Воронина. На шельфе Карского моря в целом преобладают глубины менее 100 м.

К востоку от Таймыра в море Лаптевых континентальный шельф служит подводным продолжением области мезозойской складчатости суши. Ширина его увеличивается до 850 км против устья Лены. Глубины шельфа большей частью менее 50 м. Внешний край шельфа и поверхность континентального склона прогнуты в сторону континента, возможно, отмечая северное продолжение Ленско-Вилуйского прогиба и внедрение в континентальный массив рифтовой зоны хр. Гаккеля. Поверхность континентального склона здесь сложно расчленена. На границе с Восточно-Сибирским морем шельф образует огромный выступ к северу, возможно, отвечающий северному продолжению Верхоянской антиклинальной зоны, структуры которой прослеживаются в поднятиях складчатого фундамента эпимезозойской платформы на Ново-Сибирских островах [4].

Широкая шельфовая равнина с глубинами менее 50 м продолжается далее к востоку в Восточно-Сибирском и Чукотском морях. Южная часть их шельфа примыкает к мезозоидам Северо-Востока Азии и может рассматриваться как их прямое подводное продолжение. Выступы складча-

того фундамента этой платформы отмечаются на о-ве Врангеля. Северная же часть шельфа должна быть отнесена к области древней Гиперборейской платформы, раннепалеозойский чехол которой выступает на о-вах Де-Лонга, а фундамент обнаружен под меловыми отложениями в районе мыса Барроу на Аляске. Предполагается, что Гиперборейская платформа занимала некогда всю восточную часть Арктического бассейна с шельфом моря Бофорта и областью Канадского Арктического архипелага. Позднее часть этой платформы испытала погружение с образованием Канадской котловины.

В Беринговом проливе шельф Чукотского моря соединяется с шельфом Беренгова моря и благодаря этому суммарная ширина шельфа на меридиане пролива достигает огромной величины — 2700 км.

Континентальный склон Восточно-Сибирского и Чукотского морей существенно осложнен примыканием к нему двух крупных поднятий — поднятия Ломоносова, смыкающегося с выступом континентального склона севернее Ново-Сибирских островов и поднятия Менделеева, примыкающего к склону на меридиане о-ва Врангеля. Далее на восток к склону примыкают два краевых плато — Чукотское и Норсвинд, между которыми заключена небольшая Чукотская котловина. Вершинная поверхность Чукотского плато лежит на глубинах порядка 1 000–500 м и минимальная глубина над ней 273 м. Вершинная поверхность плато Норсвинд расположена на глубинах около 1 000 м, но над ней поднимаются холмы с глубинами менее 500 м. В пределах этого плато есть вытянутая в меридианальном направлении котловина, плоское аккумулятивное дно которой лежит на глубине 2 000 м. В Чукотской котловине плоское аккумулятивное дно имеет глубину 2200 м [7].

Континентальная окраина Аляски очень узка. Ширина шельфа там не более 50–100 км, склон крутой и сравнительно ровный. Шельф расширяется до 110–130 км в зал. Маккензи в море Бофорта. Континентальный склон там очень крут в своей верхней части и образован сбросовым уступом, но выполаживается в нижней части, переходя в широкое аккумулятивное подножие. На континентальном склоне здесь развиты оползни. Фундамент континентальной платформы перекрыт мощным аккумулятивным телом шельфа, полностью компенсирующим прогиб фундамента, между берегом и внешним краем шельфа. Аккумулятивное тело шельфа сложено осадками от раннего мела до современных и мощность его до 4 км. Континентальный блок вместе с осадочным чехлом платформы опущен по осложненной сбросами флекуре на глубины ложа Канадской котловины [46, Grantz, May, 1983]. Мощность рыхлого осадочного покрова максимальна в основании склона — более 5 км [40, Vee et al., 1984].

Северное побережье континента слагают здесь структуры мезозойского чехла Гиперборейской платформы. В вершине зал. Маккензи на шельф выходят структуры перикратонного прогиба Великих Равнин центральной части Северной Америки. К востоку от этого прогиба лежит область интенсивно раздробленных движениями позднего мела — палеогена докембрийского Канадско-Гренландского щита. Мозаика глыб его обра-

зует Канадский Арктический архипелаг и субконтинент Гренландии. Пролиты между островами архипелага и желоба Баффина залива, пролива Девиса и Лабрадорского моря — это грабены, составляющие ортогональную сеть разломов северной окраины Канадско-Гренландского щита. Шельф вдоль северных берегов архипелага и Гренландии узок, ширина его 10–20 км, и судя по прямолинейности очертаний континентального склона он обрублен протяженным разломом — от зал. Маккензи до Скандинавии он протягивается на 2700 км. Верхняя часть склона обрывиста, но внизу склон выполаживается и переходит в пологую поверхность аккумулятивного подножия, на которой прослеживаются русла суспензионных потоков.

Близ побережья Земли Эллсмира Смита к подножию континентального склона примыкают западные окончания поднятий Альфа и Ломоносова. Краевое плато с глубинами поверхности около 1 000 м лежит на континентальном склоне близ мыса Моррис-Джесеп. Очертания этого плато почти симметричны контуру плато Ермака, лежащего по восточную сторону рифтогенального хр. Гаккеля и вызывают предположение о былом единстве континентального массива, частями которого являются оба эти плато.

Береговая черта и континентальный склон Арктического бассейна секут структуры разного возраста. При этом четко видна наложенность континентального склона и котловин на окружающие структуры континентального обрамления. Поверхность фундамента континентальных платформ погружается флексурой, осложненной сбросами, или обрубается сбросами и погружается до уровня ложа котловин. Осадочные призмы образуют аккумулятивные террасы и осадочные бассейны шельфов и заполнение грабенов и прогибов в пределах шельфов. Толща осадков имеет обычно двухрусное строение: нижняя сложена уплотненными осадками со скоростями сейсмических волн от 3,0 до 4,5 км/с, а верхняя — рыхлыми осадками со скоростями 1,8–2,3 км/с. Мощность осадочной толщи оказывается минимальной на поднятиях фундамента и достигает 2–4 км в прогибах и грабенах, на подножии континентального склона [7].

Система рифтогенальных хребтов Норвежско-Гренландского бассейна продолжается в Арктическом бассейне хр. Гаккеля (Арктический срединноокеанический хребет). Этот хребет протягивается через всю евразийскую часть бассейна от подножия континентального склона Северной Гренландии (отделяясь от континента разломом Нансена) до прогиба континентального склона моря Лаптевых, где он, перекрывается мощным осадочным чехлом и внедряется в континентальный массив. Возможным продолжением его на континенте является Момский рифт [46, Grachev, 1983]. Хребет представляет собой сводовое поднятие, в осевой части которого протягивается рифтовое ущелье с глубинами до 4 000–53 000 м, а рифтовые гребни поднимаются до глубин менее 3 000 м. Склоны хребта обладают характерным грядовым рельефом. Ширина хребта в основании, обконтуриваемом изобатой 3500 м, наибольшая в западной части — около 370 км. На востоке он сужается до 100 км. Хребет

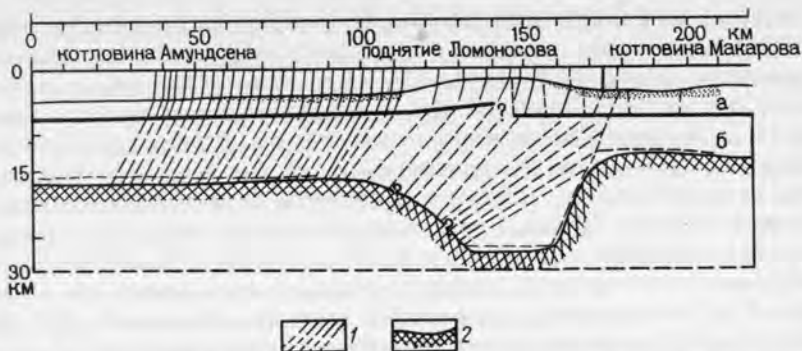


Рис. 18. Структурный профиль через котловину Амундсена, поднятие Ломоносова и котловину Макарова по данным сейсмического зондирования. По Д. Форсайту и Дж. Мейру (1984 г.)

1 — лучевая диаграмма; 2 — кровля верхней мантии; а — верхний слой коры, б — нижний слой коры

Гаккеля и примыкающие к нему котловины Нансена и Амундсена характеризуются упорядоченной системой линейных аномалий магнитного поля [40, Taylor et al., 1981]. В рамках концепции тектоники плит это служит свидетельством спрединговой природы этой части Арктического бассейна. Земная кора под хребтом имеет толщину всего 2–3 км. Низкая амплитуда магнитных аномалий над хребтом 200–300 нТл может быть обусловлена малой продуктивностью очагов выплавления базальтовых лав [40, Jackson et al., 1982]. Хребту Гаккеля соответствует полоса сейсмической активности.

Параллельно хр. Гаккеля через район Северного полюса от континентального склона Гренландии до выступа континентального склона Евразии в районе Ново-Сибирских островов протягивается асейсмичное глыбовое поднятие Ломоносова. Плоская вершинная поверхность его лежит на глубинах от 2 000 до 1 000 м. Склоны круты и образованы, по-видимому, сбросами. Ширина в основании, оконтуриваемом изобатой 3 000 м, наименьшая в центральной части бассейна (около 40 км) и наибольшая вблизи континентальных склонов — до 200 км. Обращенные в котловину Амундсена склоны круче, чем обращенные в сторону котловины Макарова. Толщина коры поднятия 26 км, тогда как в котловинах Макарова и Амундсена всего 13–16 км. В строении коры поднятия Ломоносова участвуют примерно 1 км осадочного покрова, слои со скоростями 4,7 км/с (мощностью 5 км) и 6,6 км/с (мощностью 15–20) [45, Forsyth et al., 1984] — см. рис. 18.

Третье трансокеаническое поднятие Арктического бассейна — это сложное по своей морфологии широкое поднятие Менделеева-Альфа. Он состоит из двух звеньев: восточного (Менделеева) и западного (Альфа). Эти два поднятия начинаются у континентальных склонов как массивные, широкие и высокие валы, но гребни их понижаются и сужаются

в сторону центральной части бассейна. Очертания образуемого ими вместе поднятия довольно сложны, резко контрастируя с прямолинейными очертаниями поднятия Ломоносова и хр. Гаккеля. Начинаясь у континентальных склонов поднятие Менделеева-Альфа имеет ширину около 400 км, а в средней части всего около 150 км. Глубины над гребнем поднятия от 750 м близ континентальных склонов и до 2500 м в центральной части бассейна. Это широкое сводовое поднятие лишено упорядоченной системы линейных аномалий магнитного поля, но для него, как и для всей восточной части Арктического бассейна, характерно мозаичное высокоинтенсивное магнитное поле с аномалиями до 1000–1400 нТл. Такая структура магнитного поля характеризуется Ю.Г. Киселевым как кратонная и рассматривается им как свидетельство континентальной природы этой погруженной части Гиперборейской платформы. Сейсмическим зондированием для всей этой области устанавливается переходный тип земной коры, характеризующийся редуцированными мощностями, но сохранением "сиалического" набора скоростей сейсмических волн [7].

Котловина Макарова, лежащая между поднятиями Ломоносова и Менделеева-Альфа, имеет плоское дно — это абиссальная равнина, лежащая на глубинах от 3900 до 4000 м. Мощность осадочного покрова на дне около 1000 м. Глубины котловины Амундсена между поднятием Ломоносова и хр. Гаккеля преимущественно более 4400 м при максимальной глубине 4484 м. Ложе котловины также представляет собой абиссальную равнину, мощность аккумулятивного тела которой несколько менее 1000 м. В котловине Нансена глубины от 3500 до 3900 м. Поверхность абиссальной равнины ее ложа наклонена от континентального склона Евразии к северу. Мощность осадочного тела здесь больше, чем в котловине Амундсена, а строение его характеризуется присутствием двух слоев: стратифицированных турбидитов и подстилающих их акустически прозрачных, предположительно синрифтовых осадков мелководного моря.

Канадская котловина — самая большая по размерам котловина Арктического бассейна. Она заключена между континентальным склоном Северной Америки и поднятием Менделеева-Альфа. Ложе котловины оконтурено изобатой 3500 м. Плоская аккумулятивная равнина его наклонена в северо-западном направлении и наибольшие глубины (более 3800 м) располагаются над абиссальными равнинами Канадской и Менделеева, вдоль подножия плато Норсвинд и поднятием Менделеева-Альфа. Наибольшая глубина котловины 3879 м. Мощность осадочного чехла в этой котловине — до 4000 м вблизи континентальных склонов и несколько меньше в центральной части бассейна [40, Beggeroer, Falconer, 1982; Vee et al., 1984]. Земная кора котловин Арктического бассейна имеет мощности порядка 10–13 км и если снять мощный осадочный чехол, то порядка 6–9 км. Динамические характеристики слагающих ее слоев не позволяют однозначно дать геологическую интерпретацию ее природы, как и во всех других океанах. Тенденция видеть здесь океаническую кору рифтогенного типа опирается на отсутствие в составе коры хорошо выражен-

ного слоя со скоростями сейсмических волн 6—6,5 км/с на малые мощности коры. Тенденция квалифицировать эту кору, как переходную между континентальной и океанической, основывается на сходстве разреза с разрезом ближайших континентальных окраин, где, например на Шпицбергене, динамические параметры коры близки к наблюдаемым в океанических котловинах. Принципиально важное значение имеют результаты сверхглубокой Кольской скважины, где "базальтовые" скорости наблюдаются в гранито-гнейсах. Поэтому представление о погружении и переработке Гиперборейской платформы, ее океанизации путем базификации или термального метаморфизма в восточной части и путем рифтогенной океанизации в западной являются достаточно правомочной альтернативой представлениям о спрединговом, рифтогенном происхождении коры этого бассейна.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Не будет преувеличением сказать, что уже 10–15 лет назад рельеф дна Мирового океана был известен как в общих чертах, так и во многих своих деталях. И все же за последние 10–15 лет развитие техники исследований океанского дна и все нарастающие темпы и масштабы работ в океане обусловили существенные сдвиги в представлении о морфологии дна океана и о происхождении наблюдаемого рельефа. Продолжалось в нарастающих масштабах выполнение детальных площадных исследований на полигонах и геотраверзах. В практику исследований были внедрены многолучевые эхолоты и гидролокаторы бокового обзора, обеспечивающие возможность площадной съемки рельефа дна, многоканальные сейсмические системы, благодаря которым стала доступной для непрерывного профилирования отраженными волнами толща осадков большой мощности, скрывавшаяся ранее под наиболее интенсивными отражениями так называемого акустического фундамента, зачастую сложенными покровными базальтами. Погружаемые обитаемые и автономные аппараты сделали реальными визуальные наблюдения и отбор проб коренных пород с учетом их залегания. Бурение на шельфах и в океане дало вещественные свидетельства вертикальных движений большой амплитуды – морфологической океанизации больших пространств былой суши и мелководий. Принципиально новым методом изучения подводного рельефа Земли стали спутниковые альтиметрические наблюдения, впервые позволившие получить равномерное покрытие всей акватории Мирового океана данными о важнейших особенностях рельефа. Это было особенно важно для малоизученных ранее южных частей океанов в Антарктике.

В представлениях о морфоструктуре переходных зон между континентами и океаном Атлантического типа (пассивного типа) стало очевидным флексурообразное, в общем, хотя и осложненное ступенчатыми сбросами с образованием продольных к склону горстов и грабенов, и значительное по своей амплитуде прогибание поверхности континентальных окраин. В пределах современных аккумулятивных шельфов такое погружение компенсировано накоплением осадочного материала мощностью от 5 до 22 км [7, Шолл, 1978; 27, Tucholke et al., 1982]. Погружения эти имеют тектоническую природу, вызваны глубинными процессами, хотя возможно, что роль "спускового крючка" при этом играют нагрузки мощных осадочных тел. Предполагается, что погружения вызываются преобразованием строения земной коры, ее утонением за счет базификации 1, 2, 3 термального метаморфизма [1, 35 Falvey, Middleton, 1981], мантийной эрозии подошвы коры [46, Naini, Talwani, 1983], термальной контракции [30, Pitman, 1983], растяжением с образованием

листрических сбросов [46, Chenet et al., 1983] или сочетания нескольких процессов [46, Artyushkov, Sobolev, 1983] — см. рис. 19. Раздробление континентальных окраин атлантического типа сопровождается образованием многочисленных краевых плато, в той или иной степени обособленных от континентального склона или, наоборот, морфологически связанных с ним за счет заполнения отделяющих их грабенов массивами осадочно-материала. Погружающиеся поверхности краевых плато, выровненные абразией, маркируемые мелководными осадками, образуют ступени прогрессирующего погружения до глубин океанического ложа, как это отмечается в северной части Индийского океана [46, Naini, Talwani, 1983], в юго-восточной части Атлантического океана [27, Austin, Uchupi, 1982]. Значительные прогибы фундамента в основании континентальных склонов, как правило, замаскированы аккумулятивными толщами континентальных подножий шлейфов. Признаки погружений былых мелководных на океанские глубины обнаруживаются по периферии континентов в широких зонах, иногда на удалении до 800–900 км от современного края шельфа и в пределах коры океанического типа, как, например, на Хребте аномалии J в Атлантическом океане [40, Tucholke, Ludwig, 1982]. Начальным этапом погружений во многих случаях сопутствует образование базальтовых покровов, лежащих на субазальных или мелководных осадках и прослеживающихся в пределах океанских котловин [36, Smythe et al., 1983; 41].

Обращение к гипотезе листрических сбросов, очевидно, вызвано стремлением увязать представления о рифтогенной природе земной коры на всем пространстве океанических впадин с противоречащими им данными о значительной ширине зоны морфологической океанизации. Признание значительных масштабов океанизации требует признания гетерогенности океанического ложа и отвергает большую часть реконструкций по канонам тектоники плит. Однако доказательства существования листрических сбросов недостаточно убедительны, а подсчеты возможного растяжения коры континентальных окраин и перекрытия ею рифтогенного океанического фундамента не совпадают с наблюдаемой шириной зоны погружений.

В переходных зонах тихоокеанского типа (активного типа) в их внутренней задуговой части наблюдаются все те же особенности рельефа дна, что и в переходной зоне атлантического типа. Однако в отличие от узких грабенов пассивных окраин котловины краевых морей здесь обладают значительной шириной и, несмотря на накопление мощных осадочных толщ, большими глубинами. Вопрос о происхождении таких котловин вряд ли может быть решен однозначно до тех пор, пока не будут получены данные бурения о строении их фундамента. Разрабатываемые гипотезы предполагают океанизацию [1, 3], горизонтальные раздвижения [47, Geodynamic of back-arc regions, 1984], реликты океанического ложа. Очевидные признаки погружений на окраинах континентов и в переходных зонах тихоокеанского типа позволяют все же предпочесть предположение об океанизации.

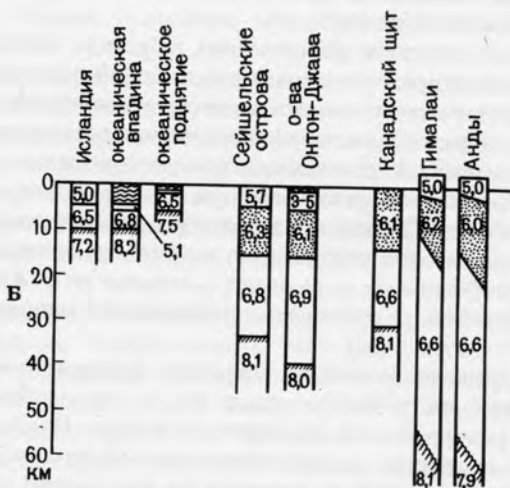
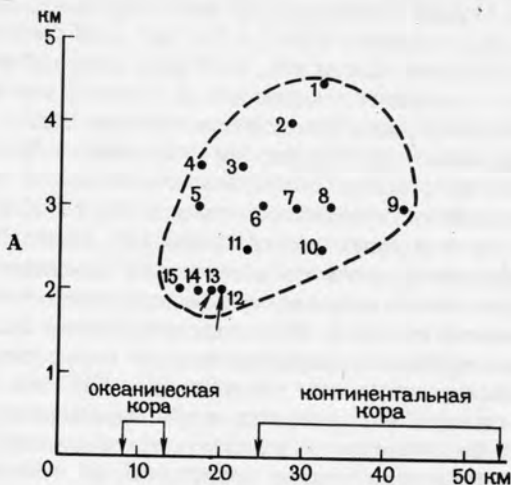


Рис. 19. Сопоставление рельефа дна и мощности земной коры для структур переходного типа. По А. Нуру и Ж. Бен-Аврахаму (1982 г.)

А – соотношение между высотой поднятий над ложем океана и толщиной земной коры; Б – строение коры по данным сейсмического зондирования (цифры – скорость сейсмических волн, км/с)

А – структуры: 1 – Сейшельский хребет, 2 – плато Поркьюпайн, 3 – хр. Норфолк, 4 – Лаккадивско-Мальдивский хребет, 5 – Маскаренский хребет, 6 – Мозамбикский хребет, 7 – хр. Лорд-Хау, 8 – Фареро-Исландский хребет, 9 – Соломоново плато, 10 – плато-Рокколл, 11 – Западно-Австралийский хребет, 12 – вал Эзурилик, 13 – хр. Кермадек, 14 – хр. Наска, 15 – плато Сан-Паулу

С внешней стороны островных дуг и аналогичных им горных сооружений Тихоокеанского кольца лежат глубоководные океанические желоба. Выявленное существование на дне этих желобов молодых (миоцен—плиоцен—плейстоцен) турбидитных клиньев, наложенных на погруженную поверхность пелагического или гемипелагического осадочного покрова несогласно [6], приводит к представлениям о молодости этих характерных для переходных зон тихоокеанского типа морфоструктур. Характер механизма сейсмических движений в очагах землетрясений в зоне желобов свидетельствует, по данным Л.М. Балакиной (1983 г.), о преобладании вертикальных движений, формирующих структуры типа грабенов, смещающихся в сторону океана вместе со смещением островной дуги подобно смещению гребня волны. В пользу таких предположений говорит также нахождение на ложе океана недавно отделенных желобами осадочных тел, сформированных беспрепятственно распространившимися ранее с окраины континента суспензионными потоками и придонными течениями, как, например, конус выноса Зодиак в северо-восточной части Тихого океана [33, Stevenson, Sholl, Vallier, 1983] и осадочный чехол возвышенности Обручева [37, Sholl et al., 1977]. Менее достоверны, но все же заслуживают внимания результаты драгирования пород континентального типа на возвышенностях, лежащих за желобами на краю океанского ложа [7]. О наложенном характере структуры желобов свидетельствует продолжение через них некоторых зон разломов и сопутствующих им аномалий магнитного поля [Chibidenco et al., 1984]. Жизненно важная для концепции тектоники плит роль субдукции заставляет сторонников этой концепции искать и находить признаки существования аккреционных призм, слагаемых океаническими осадками, или объяснять теми или иными причинами их отсутствие [50]. Однако многочисленные данные о подъеме поверхности фундамента под аккреционными призмами внешнего склона островных дуг, об оползневой структуре этих призм и о преобладании в их составе осадков континентального склона заставляет сомневаться в реальности процесса субдукции и принять во внимание основанные на результатах бурения выводы об иллюзорности субдукции и принять во внимание основанные на результатах бурения выводы об иллюзорности субдукционного происхождения аккреционных призм некоторых желобов [39, Aubouin, von Huepel et al., 1984; Coulbourn et al., 1982]. Против субдукционного происхождения желобов вдоль островных дуг говорят и результаты сейсмологических исследований Л.М. Балакиной (1983 г.).

Важнейшими морфоструктурными системами центральных частей океанов являются рифтогенные срединноокеанические хребты, квалифицированные в свое время как морфологическое выражение георифтогеналей — зон формирования земной коры особого гиперокеанического типа [11, 23]. К представлениям о типичном для них рельефе и комплексе геолого-геофизических характеристик теперь добавляются новые данные о существенной поперечной и продольной неоднородности. Осевая зона срединноокеанических хребтов выделяется в сравнении с их склонами не только активным вулканизмом и сейсмической активностью, но и ин-

тенсивным тектоническим дроблением, развитием сбросов по бортам рифтовых ущелий и осевой неовулканической зоны, тогда как с удалением за пределы осевой зоны интенсивность такого дробления несравненно меньше. Вместе с тем зона столь же интенсивного или даже еще более интенсивного тектонического дробления выявлена широко распространенной в районе контакта флангов срединноокеанических хребтов с ложем океанических котловин. Этой зоне сопутствуют также интенсивные аномалии магнитного поля [40, Francis, 1981; 43, Lonsdale, 1977]. Судя по результатам сейсмологических исследований, в осевой зоне срединноокеанических хребтов преобладают вертикальные сбросовые движения по нормальным разломам. Развитие таких разломов открывает возможности для гидротермальной циркуляции, вызываемой этим серпентинизацию ультраосновных пород верхней мантии и возникновения серпентинитовых протрузий и взбросов над ними, связанных с ними линейных аномалий магнитного поля и выноса рудных минералов [11]. В строении земной коры срединноокеанических хребтов характерно присутствие в осевой зоне и приосевых частях склонов слоя коры со скоростями 3,6 км/с, мощностью около 1500 м в Срединно-Атлантическом и около 700 м в Восточно-Тихоокеанском хребтах [40, Houtz, Ewing, 1976]. С удалением от оси хребта этот слой (2А) либо выклинивается, и тогда фундамент внешней части флангов представлен нижележащим слоем со скоростями порядка 5,19 км/с (2В), либо плотность его возрастает с приобретением параметров слоя 2В.

Гидротермальная активность, как теперь установлено, охватывает слой коры на глубину до 800 м. Связанные с ней рудные образования — сульфидные в Тихом океане и железомарганцевые в Атлантическом — приурочены к узкой, шириной не более нескольких сотен метров, осевой части активной рифтовой зоны [30], под которой находятся квазистабильные (в Тихом океане) или эфемерные (в Атлантическом океане) магматические очаги (рис. 20). В рельефе дна результатом гидротермальной активности является формирование гейзерных холмов и труб, обнаруженных в современной активной рифтовой зоне рифтовых хребтов Тихого океана. Примечательно, что продукты гидротермальной активности практически неизвестны в базальных толщах, вскрытых буровыми скважинами за пределами современных рифтовых зон и это, конечно, не согласуется с представлениями о конвейерном разносе движущимися плитами той коры, которая формируется в рифтовых зонах.

Когда впервые был установлен планетарный характер системы рифтов Мирового океана, то наибольший интерес вызвало глобальное единство этой системы, общность черт ее морфологии и строения. Однако в настоящее время накоплен большой материал о продольной неоднородности этой планетарной системы. Прежде всего обращает на себя внимание разница в ширине хребтов — наибольшая в Тихом океане, промежуточная в Атлантическом и наименьшая в Индийском и Северном Ледовитом. Существуют также различия и в морфологии осевой зоны: в сводовой части Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского хребтов осевой зоне соответствуют линейные цепочки вулканов и вулканические гряды,

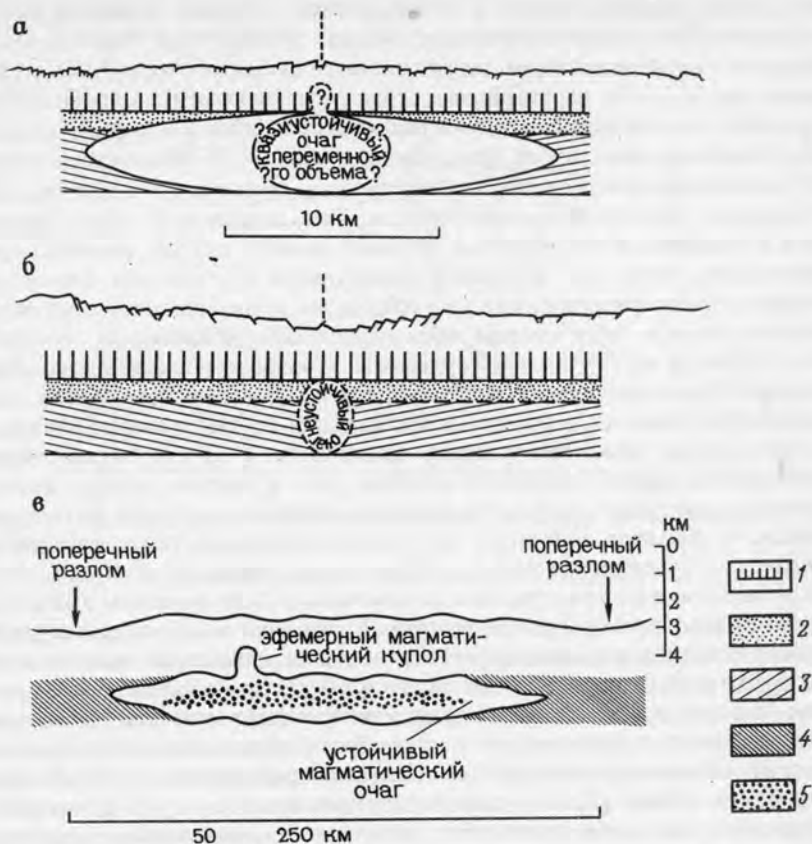


Рис. 20. Строение земной коры и магматические очаги рифтовой зоны срединноокеанических хребтов. По К. Макдональду (1983 г.)

1 – жесткий слой коры с вулcano-покровным и дайковым комплексами; 2 – изотропные габбро; 3 – кумулятивные габброиды; 4 – область малых эфемерных очагов магматической активности; 5 – область сжатия. а – поперечный профиль рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского хребта; б – поперечный профиль рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта; в – продольный профиль рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского хребта

тогда как в осевых зонах хребтов Индийского и Атлантического океанов на большем их протяжении существуют рифтовые ущелья, на меньшем – горстовые массивы [30]. Неовулканическая зона прослеживается повсюду в осевых частях рифтогенальных хребтов и имеет довольно устойчивую ширину: порядка 1–2 км, но при этом на хребтах Атлантического и Индийского океанов в середине ее находятся цепочки невысоких (не выше 50 м) вулканических конусов, а на хребтах Тихого океана – щитовые вулканы шириной 1–2 км, протяженностью в десятки километров и с рифтовой трещиной на вершинах. По сторонам неовулканичес-

кой зоны в полосе шириной 1–3 км развиты зияющие трещины, параллельные ее оси. С удалением от оси трещины сменяются в полосе 2–6 км сбросами со значительными вертикальными смещениями, но уже с удалением на 5–30 км нарушенность структуры фундамента выраженными в рельефе дна сбросами резко сокращается. Различия в морфологии неовулканической зоны вдоль простирания хребтов – от образований в форме подушечных лав до щитовых покровов – связывают с цикличностью проявлений магматической активности. Так, щитовые покровы связывают с эруптивной активностью высоких темпов сквозь зияющие трещины коры, тогда как замедленная эруптивная деятельность сквозь суженные каналы, сквозь толщу уже созданных ранее вулканических образований ведет к образованию преимущественно подушечных лав [43, Francheteau, et al., 1981]. Повторяемость и возраст вулканических образований вдоль простирания рифтовых зон в Атлантическом океане подвержены вариациям с периодичностью порядка 10 км со сменой активного вулканизма участками угасшей активности. В Тихом океане вдоль простирания хребтов меняются также возраст и ширина неовулканической зоны, рифтовые грабены на вершинах щитовых вулканов ее то появляются, то исчезают. Варьирует при этом интенсивность гидротермальной активности, температура воды в гидротермах меняется от 0° до 350°. Столь высокие температуры пока не отмечены в Атлантическом и Индийском океанах. Вариациям вулканической активности вдоль простирания хребтов сопутствуют вариации сейсмической активности на значительном пространстве Восточно-Тихоокеанского хребта от о-ва Пасхи до зоны разлома Менарда и в некоторых других участках рифтовых зон. Наблюдающиеся изменения химического состава базальтовых лав рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта связывают с различиями в глубине магматических очагов [7], но возможна причинная связь этого феномена с различиями структуры фундамента вдоль простирания хребта, например с существованием стабильных массивов.

Важной особенностью морфологии срединноокеанических хребтов являются поперечные (трансформные) разломы. С пересечениями рифтовой зоны связано затухание в ней вулканической активности, утонение коры и образование наиболее глубоких впадин осевой части хребтов. В сбросовых уступах поперечных разломов обнажаются глубинные слои земной коры (плутоны габбро) и протрузии мантийных пород. Частота рассечения хребта наибольшая в Атлантическом и Индийском океанах – примерно 50 км и наименьшая более 100 км в Тихом океане. Вследствие этого неоднородность коры в хребтах Атлантического и Индийского океанов больше, чем в Тихом. Направления поперечных разломов, выраженных в рельефе дна желобами и сопряженными с ними хребтами, подвержены существенным вариациям. Они часто не одинаковы по сторонам рифтовой зоны, секут ось хребта не только по нормали, но и под острыми углами. Это выражено особенно ярко в Индийском океане. Выявляются два типа разломов: трансокеанические, пересекающие не только срединноокеанические хребты, но и ложе океанических котловин, проникающие в пределы континентов и ограниченные в своей протяженности пре-

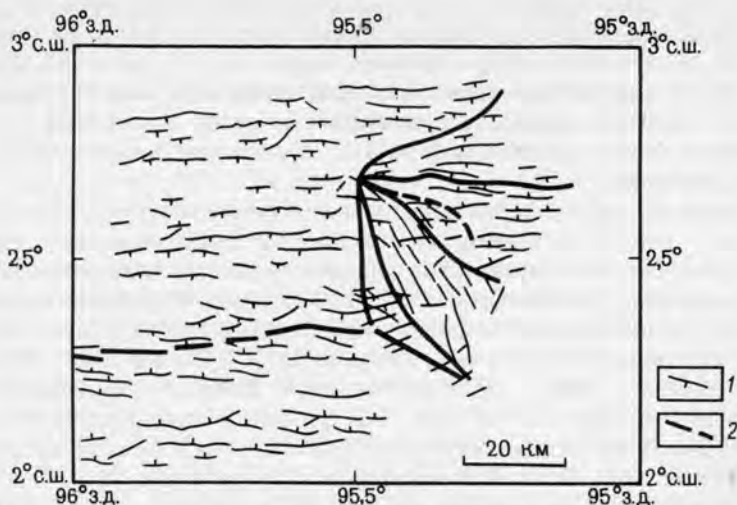


Рис. 21. Схема структур внедряющегося рифта хр. Колон. По Р. Сирлу и Р. Хейю (1983 г.)

1 – сбросы; 2 – рифтовые трещины и предполагаемые трансформные разломы

делами срединноокеанических хребтов. И те и другие – зияющие трещины растяжения, направленного вдоль оси хребтов, но в простираниях вторых отмечается больший разброс. Сетка разломов указывает на закономерную ортогональную систему простираний, повторяющую как глобальную систему простирания, выявленную В.В. Белоусовым и В.Н. Дмитриевой (1984 г.), так и локальные системы близлежащих континентальных массивов. Например, систему ортогональных разломов Анголы повторяет ортогональная сетка разломов плато Св. Елены на Южно-Атлантическом хребте, а ортогональная сетка разломов Восточно-Тихоокеанского хребта, отмечаемая Г. Менардом (1984 г.), сходна с сеткой разломов Бразильского щита Южной Америки. Ортогональная система разломов срединноокеанических хребтов усложняется существованием "внедряющихся" рифтов, развивающихся вдоль или под некоторым углом к общему простиранию хребта, а также проникающих в пределы относительно устойчивых массивов и континентов. При этом возникает ряд косых "мнимых трансформных" разломов [30; 40; Hey et al., 1980], нарушается закономерная последовательность возраста на поперечном профиле хребтов (рис. 21). Еще более ярко проявляется нарушение такой закономерности при наблюдаемой ветвистости рифтов и поперечных смещениях активной рифтовой зоны во времени. Ветвистость рифтов и угасание активности по ветвям системы ярко выражены в Евро-Гренландско-Канадском регионе.

Особую разновидность геоморфологической неоднородности рифтогенальных систем составляют относительно устойчивые массивы в их пределах. С некоторой условностью их можно назвать плато, хотя рельеф их не столь уж выровнен. Таковы плато Исландское, Азорское, Св. Елены,

близ разломов Вимы, Сан-Паулу и Романш. Для некоторых из них установлено присутствие пород континентального типа, пород океанического типа более древнего возраста, чем предполагаемые схемой спрединга, а также признаки недавнего существования суши, своего рода островных или континентальных мостов [17; 45, Bonatti, Honnorez, 1971; 47, Bonatti, Chermak, 1981].

Внедрение рифтовых зон в пределы континентальных массивов сопровождается местами возникновением в пределах этих массивов, сохраняющих еще достаточно характерное строение коры континентального типа, некоторых черт рифтогенальных систем. Например, в пределах континентальных окраин Красного моря отмечено появление протрузий мантийных пород океанического типа на о-ве Зебергед [34, Bonatti et al., 1981], а в треугольнике Афар — системы линейных аномалий "океанического" типа [31, Courtillot et al., 1980]. Эти феномены можно рассматривать, как предвестники морфоструктурного развития рифтогенальных систем, отражающие роль глубинных процессов в их развитии, предопределенность ими будущего океанического типа коры.

Описанные особенности морфоструктуры срединноокеанических хребтов, естественно, получают объяснения в рамках разделяемых исследователями тектонических концепций. С позиции концепции тектоники плит решающее значение имеют вариации темпов спрединга, миграции рифтов и изменения полюсов вращения плит. Альтернативное решение с позиций гипотезы умеренно расширяющейся Земли дает объяснения различиям в размерах мантийных диапиров, в темпах их остывания и миграции фронта остывания, в неравномерности пространственного проявления мантийного диапиризма, в унаследованности структурой рифтогенальных систем важнейших черт перерабатываемого рифтогенезом фундамента.

За пределами срединноокеанических хребтов ложе океана характеризуется равнинным и холмистым рельефом, не имеющим сходства с грядовым рельефом рифтогенальных систем. Профиль ложа океана большей частью отличается от предполагаемого закономерностью термальной контракции движущихся от рифтовых зон литосферных плит описанной формулой Склейтера [40, Parson, Sclater, 1977], испытывая не погружение в сторону континентов, а поднятие от центральных частей океанических котловин, и в целом существенно не совпадая с расчетным профилем [40, Lonsdale, 1977]. Это нельзя объяснить маскирующей ролью осадочного чехла, поскольку это относится не только к самой поверхности дна океана, но и к поверхности его фундамента. То же самое следует сказать о характере рельефа: он обусловлен не только выравнивающей ролью осадконакопления, но скорее морфологией самого фундамента. Выравнивающее действие аккумуляции осадочного чехла локализовано в пределах континентальных шельфов и абиссальных равнин, а на большем пространстве ложа океанических котловин роль аккумуляции осадков незначительна и становится очевидным спокойный характер рельефа фундамента, платформенная структура его. Такая структура характерна и для широко развитых в качестве акусти-

ческого фундамента базальтовых покровов, океанических траппов, которым справедливо придано значение последствий "базальтового погота" [41].

В структуре фундамента океанических котловин в некоторых случаях уже прослежены слои как осадочных толщ, так и покровных базальтов, наблюдаемых на континентальных платформах на краях континента [35, Smyth et al., 1983; 28, Beck, Lehner, 1974]. Их можно интерпретировать как "синрифтовые", т. е. синхронные началу рифтогенеза в центральных частях океанов [39, Montadert, Roberts et al., 1979].

Широко распространены в рельефе ложа океанических котловин поднятия разной высоты, во многих случаях обладающие выровненными абразией и погруженными на разные глубины вершинными поверхностями. Это микроконтиненты с доказанной континентальной структурой фундамента (Сейшельская банка, плато Агульяс, плато Рокколл, поднятие Мадейра-Торе), океанические плато с весьма вероятной континентальной природой фундамента по многим ее признакам (Западно-Австралийский хребет, хр. Лаксми, Мадагаскарский хребет, плато Кергелен) и асейсмичные хребты, в одних случаях представляющие поднятия, возникшие в пределах океанического ложа в результате внутриплитных деформаций (Восточно-Индийский хребет), в других — как останцы оседания в пределах погружающейся окраины континента (Китовый хребет). Общее для всех этих поднятий то, что морфоструктура их, безусловно, не рифтогенная. Более того, большинство из них представляет собой структуры переходного типа, отвечающие разным стадиям либо процесса океанизации бывших континентальных массивов, либо вулканизма и тектонических деформаций в пределах океанических платформ с развитием образований сходных по мощности коры с континентальными массивами, но по своей природе океанических. Характерными чертами прогрессирующей океанизации микроконтинентов может служить сокращение мощностей основных слоев земной коры со скоростями сейсмических волн: 4,4–5,4; 5,8–6,4 и 6,7–6,9 км/с и появление в низах коры слоя со скоростями 7,0–7,2 км/с [46, Naini, Talvani, 1983] — см. рис. 19. Примечательно, что границы разделов, выявляемые при этом методом преломленных волн, оказываются несогласно наложенными на секущие их границы, установленные методом отраженных волн, что очень ярко выражено на примере Исландии [40, Zverev et al., 1980]. Слишком мало известно до сих пор о физико-химических процессах, вызывающих или сопутствующих океанизации. Этапам завершенной океанизации отвечают, по-видимому, те пространства ложа океанических котловин, для которых с достаточной уверенностью выявлены признаки бывшего высокого стояния как по результатам глубинного бурения [18, 19], так и по прослеживанию сейсмическими методами с окраины континента характерных толщ, например эвапоритов [13, 21, 22] или своеобразных по физическим свойствам слоев формации Карру [41]. Особой проблемой является вопрос о первичной природе земной коры тех мелководий и массивов суши, которые существовали в доюрской и домеловое время в различных районах центральной части Тихого океана (например, возвышенности Хесса и Шатского). Весьма вероятно, что она не была первоначально ни континен-

тальной, ни океанической в современном их понимании, а первичной мелководно-морской, свойственной обширным пространствам межконтинентальных морей мезозоя до дифференциации земной поверхности на материки и океаны, что отразилось в своеобразии магматизма в центральной части Тихого океана в районе между зонами разлома Клариян и Клипертон [17].

Безусловно, важную роль в развитии рельефа океанических областей Земли играют процессы аккумуляции осадочного материала, подчиненные важнейшим закономерностям: зональности циркумконтинентальной, климатической, тектонической и вертикальной [14 и 49]. За последние 10–15 лет, благодаря большим успехам в развитии методов сейсмического профилирования и глубоководному бурению в океанах, в оценке распределения мощностей осадочного покрова и его роли в развитии рельефа дна океанов произошли существенные изменения. Если ранее процессу осадконакопления в океанах придавалось значение действующего на всем их пространстве фактора интенсивного выравнивания, независимо от того, шел ли этот процесс с участием суспензионных или придонных течений, или спокойно, "частица за частицей", то теперь стала очевидной чрезвычайная неравномерность осадконакопления и его выравнивающего действия [8, 33 Ewing et al., 1973; 49, Ewing, Ewing]. Наиболее интенсивно выравнивание тектонического рельефа на подводных окраинах континентов, в зоне волнового воздействия и ее миграции, вызванной эвстатическим колебанием уровня и тектоническими движениями, и в области сброса терригенного материала на континентальном склоне и его подножие и в прилегающих к нему частях ложа океана. Выявлена важная роль в этом суспензионных потоков, стала яснее специфика развития их долин, связанная с эрозией более древних осадочных толщ, со сбросами захватываемых вершинами подводных каньонов осадков шельфа, а притоками каньонов — с поверхности континентального склона, роль суспензионных потоков в развитии аккумулятивных шлейфов — континентальных подножий, формирующихся в процессе меандрирования и миграции русла с характерными прирусловыми валами. Вместе с тем стала очевидной так же ограниченность в пространстве интенсивного выравнивания и маскирования осадочным чехлом тектонического рельефа океанского ложа, локализованного вблизи континентальных подножий и прилегающих к ним абиссальных равнин, тогда как за их пределами на ложе котловин выравнивающее действие осадконакопления при мощностях осадочного покрова 50–300 м весьма ограничено и в пределах срединно-океанических хребтов вообще ничтожно. Принципиально новым оказалось представление о роли придонных течений — главным образом вызываемых сбросом холодных вод Антарктики и Арктики, а также противотечениями под поверхностями течениями океана. Флювиоаккумулятивный процесс, особенно интенсивный вдоль высоких подводных склонов, локализуемых контурные течения, приводит не только к выравниванию тектонического и вулканического рельефа ложа, но и к формированию аккумулятивных хребтов-дрифтов. Широкое развитие таких флювиоаккумулятивных форм прекрасно отображено на физико-географической карте Миро-

вого океана Б. Хейзена и М. Тарп [38, 48]. Вертикальная зональность осадконакопления нашла отражение в выявленных сейсмическим профилированием "шапках" карбонатных осадков на подводных поднятиях, поднимающихся над уровнем лизоклина. Тектоническая зональность обнаружилась в феномене латерального возрастания мощностей осадочного чехла на мобильных поясах рифтогенальных систем, связанного по канонам тектоники плит со спредингом из рифтовых зон, а по представлениям о развитии рифтогеналей в результате мантийного диапиризма – термальной контракции мантийных диапиров и трансгрессивного залегания осадков на поверхность погрузившихся рифтогенальных сводов.

Общее развитие рельефа океанических областей Земли, преобладающее значение в котором имеют тектонические процессы, трактуется в зависимости от разделяемой авторами исследований тектонической концепции. Наиболее популярной в силу своей простоты и универсальности стала в последние годы концепция тектоники литосферных плит [15]. Однако для объяснения морфоструктуры дна океанов сторонникам этой концепции все чаще приходится прибегать к чрезвычайному ее усложнению, лишаящему эту концепцию первоначальной привлекательной простоты. Вводится дробление немногочисленных первоначально жестких плит на множество мелких, составляющих "ансамбли плит", чем, в сущности, отвергается первоначальный постулат концепции о жесткости плит, предполагается многократное перескакивание осей рифтов и изменение полюсов вращения плит, плохо увязывающееся с представлениями о движущем конвекционно-мантийном механизме. Часть фактов, касающихся значительной тектонической неоднородности дна океанов, широкого распространения структур переходного между континентальным и океаническим типом, значительно больших пространств, подвергшихся процессам океанизации, и соответственно меньших пространств – процессу рифтогенеза, не получает убедительного объяснения и это лишает концепцию универсальности. Между тем достаточно убедительными являются альтернативные объяснения всех наблюдаемых феноменов в рамках концепции океанизации [2, 3] и может быть еще более перспективной концепции весьма умеренно расширяющейся Земли [17]. В рамках этих двух концепций образование и развитие впадин океанов протекает в результате мантийного диапиризма, вызываемого им утонения континентальной коры в результате ее базификации и термального метаморфизма, ведущего сначала к образованию обширных мелководных пространств, а затем и океанических впадин с центральным сводовым поднятием рифтогенальных систем, испытывающим далее погружение параллельно с прогрессирующим погружением ложа океанических котловин и континентальных окраин. В ходе этих процессов происходит морфологическое расширение океанов как за счет отступления континентальных окраин, так и за счет весьма умеренного спрединга в рифтогенальных системах, вызванного вторжением масс глубинного вещества и сползанием коровых блоков по склонам мантийного свода (рис. 22).

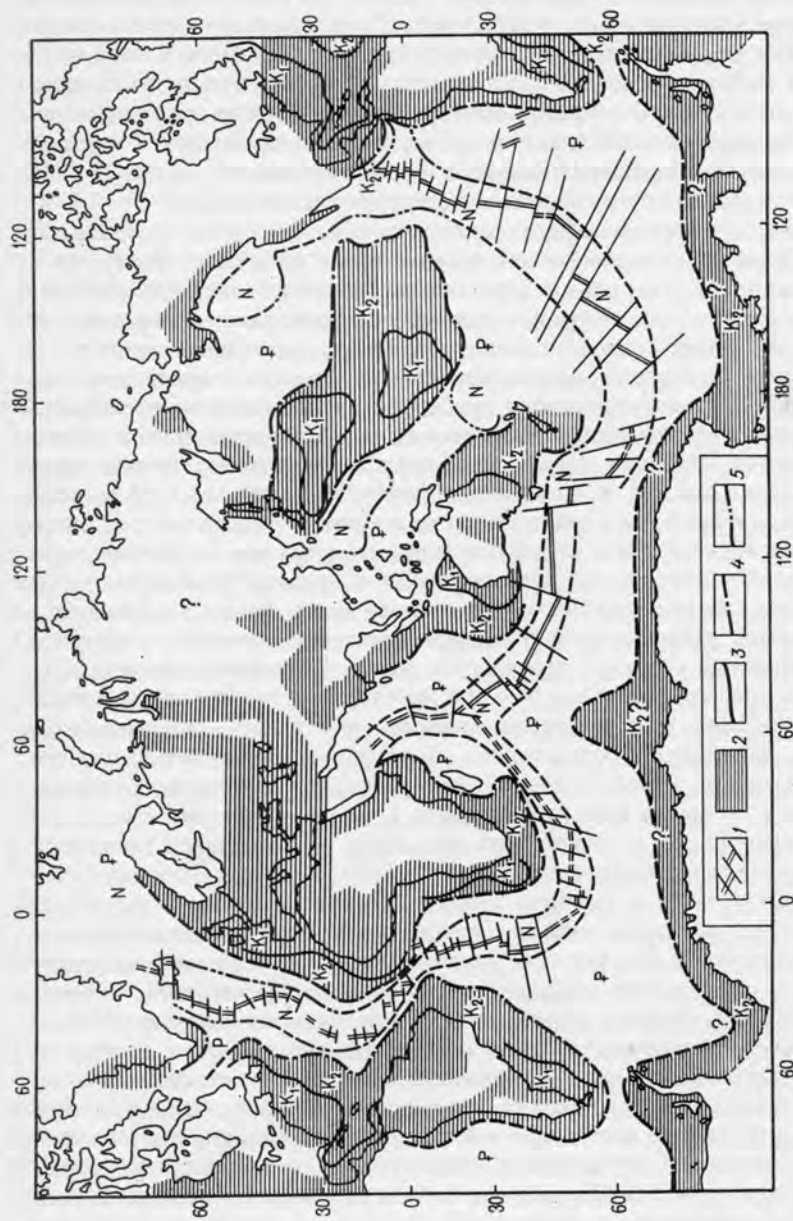


Рис. 22. Палеогеография Мирового океана в позднем фанерозое. По В. Орленку (1983 г.)

1 — рифтовые зоны; 2 — границы юрско-ледовых бассейнов; 3-5 — границы бассейнов (3 — раннемеловых, 4 — позднемеловых, 5 — палеогеновых)

Еще недавно о полезных ископаемых океанского дна говорили, как о чем-то весьма проблематичном. Необычайно быстрый технический прогресс в годы научно-технической революции второй половины XX в. резко изменил положение. Во много раз возросло потребление промышленностью топливно-энергетического сырья — прежде всего нефти и газа. Начали истощаться запасы руд наиболее дефицитных "стратегических" металлов, минералов, необходимых для производства удобрений и повышения продуктивности сельского хозяйства. И вместе с тем успехи современной технологии исследования и освоения глубин Мирового океана привели к реальному решению вопроса об использовании минеральных ресурсов подводных пространств Земли.

Большинство полезных ископаемых дна морей и океанов в своем размещении связано с особенностями рельефа и строения дна. Рассмотрим лишь самые важные из них.

Это прежде всего подводные месторождения нефти и газа. В большинстве стран наземные запасы нефти и газа уже разведаны; их эксплуатация в ряде случаев ограничена. Разработана технология бурения практически на всех глубинах океана, испытанная в работах по Проекту глубоководного бурения, создана технология обслуживания и эксплуатации глубоководных нефтяных скважин. Разрабатываемые месторождения связаны с мощными седиментационными бассейнами, с наличием уплотненных осадков или платобазальтов, препятствующих утечке углеводородов [13, 14]. Такие бассейны широко развиты в зонах перехода от континента к ложу океанов пассивного или атлантического типа, а также во внутренних частях переходных зон активного, тихоокеанского типа. Они сформированы в грабенах — периокеанических рифтах, по которым происходит дробление континентальных окраин, отделяющих от прибрежной зоны краевые блоки шельфов, краевые плато континентального склона. Мощные осадочные толщи сформированы в нижней части континентальных склонов, поэтому последние даже на большую глубину океана представляются перспективными на нефть и газ [27, Beck, Lehner, 1974]. Безусловно, перспективными должны быть микроконтиненты, и в связи с этим вопрос о континентальной природе асейсмичных глыбовых поднятий океана весьма актуален. К числу таких микроконтинентов относятся и стабильные массивы-плато в пределах рифтогенальных срединноокеанических систем, как, например, Исландское плато. Остро стоит вопрос о положении границы океан—континент, т. е. о положении внешних краев, погружившихся в результате океанизации и сохранивших под базальтовыми покровами океанских траппов продуктивные толщи былых континентальных массивов [13]. В свете гипотезы тектоники литосферных плит ложе океанов бесперспективно для поисков нефти и газа, но с позиций гипотез океанизации и умеренно расширяющейся и пульсирующей Земли оно может

хранить большие запасы углеводородов. Расширяются перспективы нефтегазоносности океана, если оправдаются предположения о существовании там месторождений нефти и газа неорганического происхождения. В свете этого диапировые структуры ложа океанов заслуживают серьезного внимания.

На втором месте по своему практическому значению стоят рудные месторождения. До сих пор основное внимание уделялось полиметаллическим железомарганцевым конкрециям и металлоносным пескам. Однако сейчас, по-видимому, большее значение приобретают полиметаллические сульфидные руды, отличающиеся наиболее высоким содержанием ценных металлов.

Массивные сульфидные руды и рудосодержащие осадки обнаружены сейчас в 60 районах рифтовых зон Мирового океана, где их образование обусловлено гидротермальной активностью [44]. Массивные сульфидные руды локализованы в рифтовых зонах Тихого океана, в хребтах Хуанде-Фука, Горда, в Калифорнийском заливе, в Галапагосском рифте, в Восточно-Тихоокеанском хребте. Прожилковые и вкрапленные сульфидные руды и гидротермальные железомарганцевые конкреции развиты в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. Различия в проявлениях оруденения гидротермального происхождения большинство авторов связывает с различиями в темпах расширения рифтовых систем. В действительности налицо связь с различиями в морфологии рифтовых зон: неглубоких грабенов над квазистабильными магматическими очагами мантийных диапиров с высокой температурой и больших размеров с медленным смещением фронта остывания (что создает эффект высоких темпов расширения) и глубоких грабенов рифтовых ущелий над эфемерными магматическими очагами мантийных диапиров относительно низкой температуры и меньших размеров, с более быстрым смещением фронта их остывания (что создает эффект низких темпов расширения).

Связанные с гидротермальным выносом металлоносные осадки обязаны своим образованием рассеянию и разносу в относительно широком пространстве металлов, не связанных в сульфиды в местах непосредственного выхода на поверхность дна горячих струй. Содержание металлов в этих рудах значительно ниже и практического интереса они пока еще не представляют.

Железомарганцевые конкреции остаются в поле пристального внимания исследователей несмотря на проявления интереса к гидротермальным сульфидным рудам. Особенности их распространения и связи с формами донного рельефа обусловлены их генезисом (рис. 23). Различают три генетических типа конкреций: седиментационные (гидрогенные), диагенетические и седиментационно-диагенетические [7]. Формирование тех или иных генетических типов определяется условиями раннего диагенеза и скоростями осадконакопления. В свою очередь эти условия зависят от интенсивности поступления на дно биогенных компонентов, связывающих металлы, перераспределения их придонными течениями и от растворения биогенных частиц на поверхности дна и в поверхностном слое осадков. Конкреции растут на границе воды и осадка или непосредствен-

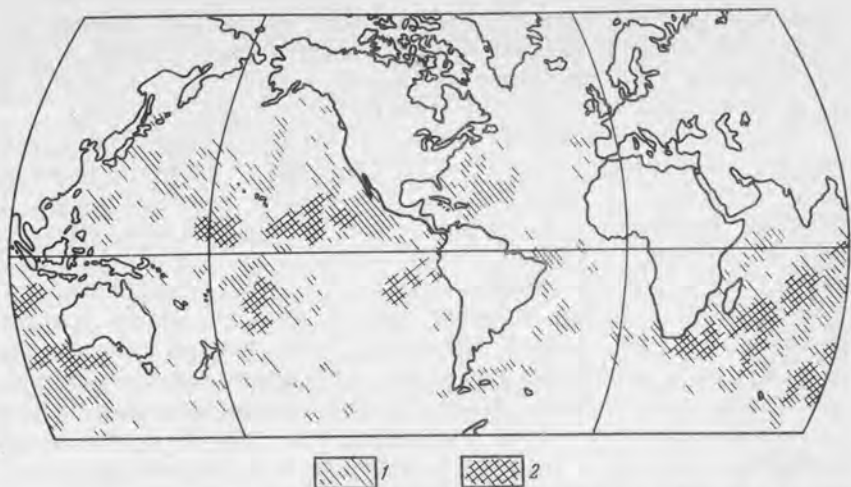


Рис. 23. Распределение железо-марганцевых конкреций на дне Мирового океана. По К. Штейнкампу (1983 г.)

1 – разреженные скопления; 2 – плотные скопления

но под ней и образование их возможно только при низких скоростях осадконакопления. Этому способствует обтекание придонными течениями неровностей холмистого дна, препятствующее осаждению взвеси и обеспечивающее необходимый для седиментационного механизма роста конкреций водообмен. При этом происходит осаждение гидроокислов железа и марганца на поверхности осадка. Такие седиментационные конкреции наиболее распространены на обращенных навстречу придонным течениям склонах холмов. Рост их идет быстрее, чем рост диагенетических конкреций, формирующихся за счет перераспределения элементов в верхнем полужидком слое осадков. Такие конкреции нуждаются для своего роста в пульсирующем захоронении полужидкими осадками с органическим веществом. Это возможно в условиях обтекания подводных холмов придонными течениями приливной природы, направление которых может отличаться от направления постоянных придонных течений. Во всех случаях оптимально сочетание низких темпов осадконакопления с неровным рельефом глубоководных равнин и деятельностью придонных течений. Благоприятны также условия склонов подводных гор и хребтов для образования корковых конкреций в отличие от желваковых форм седиментационных и диагенетических конкреций [7].

Практический интерес представляют скопления фосфоритов, накопление которых, как и железомарганцевых конкреций, контролируется особенностями рельефа дна. Для формирования океанических фосфоритов необходимо сочетание зон повышенной концентрации масс органического вещества и фосфора в выпадающих осадках. Процесс образования современных океанических фосфоритов является диагенетическим и протекает наиболее успешно в условиях высокой биологической продуктив-

ности вод при совместном действии пограничных течений и апвеллинга на подводных горах, в верхней части континентальных склонов и склонов островов [14]. Разработка океанических фосфоритов ведется у берегов Калифорнии и на поднятии Чатем у берегов Новой Зеландии.

Россыпные месторождения наиболее доступны для разработки и давно уже эксплуатируются в ряде стран. Образование их связано с тремя видами процессов: 1) абразионным разрушением коренных пород, 2) выносом минеральных частиц реками и 3) сортировкой их в зоне волнового воздействия. По удельному весу минералов россыпные месторождения делятся на россыпи тяжелых металлов (золото, платина, касситерит) и менее тяжелых (рутил, ильменит, циркон, монацит, алмазы и другие драгоценные камни, хромит, магнетит). Более тяжелые металлы концентрируются в реликтовых руслах рек, прорезающих затопленные сейчас пространства шельфа, более легкие образуют полосы современных и древних пляжей, аккумулятивных береговых валов, древних дельт и террас. В рельефе шельфов все эти формы современного и погребенного осадками рельефа идентифицируются сравнительно просто и могут служить поисковыми признаками россыпных месторождений. Сброс шельфовых осадков через подводные каньоны суспензионными потоками может дать концентрацию россыпных полезных ископаемых в прирусловых валах суспензионных потоков на континентальных подножиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совершенствование методов морской геофизики и геологии продолжается столь же бурно, как началось оно в годы после второй мировой войны и в годы научно-технической революции. Неуклонно расширяются масштабы исследований, растет число исследовательских судов и количество экспедиций, проводимых ежегодно как по национальным, так и по международным проектам. Однако само по себе расширение масштабов исследований не сказывалось бы особенно значительно на углублении знаний о рельефе и строении дна океана, если бы не совершенствование методов исследований. Уже сейчас на смену обычным, широколучевым и более специализированным для исследований узколучевым эхолотам приходят совершающие определенную революцию в изучении подводного рельефа многолучевые эхолоты, снабженные электронно-вычислительным устройством, позволяющим практически одновременно с прохождением маршрута получать батиметрическую карту в полосе шириной примерно от 80 до 200 % от глубины океана.

Все большее число районов охватывают исследования с помощью локаторов бокового обзора, выявляющих малые формы рельефа дна во всех деталях их пространственных очертаний, зачастую совершенно неочи-

данных экзогенных процессов (например, сложное меандрирование русел суспензионных потоков). Чрезвычайно возросли возможности получения общих представлений о распространении на дне океана подводных гор и о положении крупных линейментов с использованием спутниковых альтиметрических данных, обрабатываемых для получения формы геоида в виде карт рельефа поверхности океанов. Значения таких карт состоит в равномерности охвата всей акватории Мирового океана и в возможности целенаправленно планировать судовые исследования обнаруженных форм подводного рельефа, неизвестных ранее. Подготавливается техника глубоководного бурения сквозь всю толщу "второго" слоя земной коры океанических областей и с входением в толщу "третьего" слоя. Возрастает число используемых в исследовательских целях погружаемых обитаемых аппаратов, расширяется диапазон глубин и районов их применения. Совершенствуются автономные приборы для придонных геофизических наблюдений. Все это позволяет рассчитывать, что в ближайшее десятилетие наши знания о рельефе и строении дна океанов существенно продвинулись вперед.

Рациональное зерно существующих в настоящее время концепций несомненно будет использовано, а выявляемые противоречия между наблюдаемыми фактами и гипотезами получат разрешение в новых вариантах таких концепций. Процесс познания бесконечен, и приближение к истине в ходе научных исследований на каждом шагу оказывается не только доказательством правоты той или иной гипотезы, но и опровержением как остальных гипотез, так и части подтверждаемой гипотезы. Если на одном этапе исследования гипотеза помогает объяснению наблюдаемых фактов, то на следующем этапе роль фактов и гипотезы неизбежно меняется: уже факты помогают совершенствовать гипотезу, а затем и отвергнуть ее, создавая новую. Роль гипотезы в этом процессе — помочь обобщению фактов, выявлению закономерностей природных явлений, а затем дать возможность наметить направление дальнейших исследований. Задача исследователя — используя рабочую гипотезу найти закономерную связь явлений и понять сущность природных процессов, применяя эти закономерности в практических целях. Выявив же несоответствие фактов гипотезе — искать новую, не придавая догматического значения старой и не допуская возрастания противоречий между рабочей концепцией и наблюдаемыми фактами.

Практическая необходимость дальнейшего продвижения в познании дна океанов возрастает с каждым годом и это дает стимул к организации широкомасштабных исследований. Обобщением получаемых при этом данных о рельефе дна Мирового океана должна явиться вновь Международная генеральная батиметрическая карта океанов. Нет сомнений, что многое из наших представлений о строении дна океана окажется устаревшим и неверным, а тайны строения и развития океанических областей Земли постепенно раскроются и приведут нас к пониманию еще не создаваемых сейчас законов развития незримого лика Земли.

1. Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Тектонические структуры дна Мирового океана. — Докл. АН СССР, 1984, 275, с. 148–150.
2. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968, 253 с.
3. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982. 165 с.
4. Геология Арктики. 27-й Международный геологический конгресс. Доклады, т. 4. М., Наука, 168 с.
5. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М., Наука, 1981, 255 с.
6. Геология континентальных окраин. М., Мир, т. 1–3, 1978–1979, 356 с., 372 с., 402 с.
7. Геология Мирового океана. 27-й Международный геологический конгресс. Доклады, т. 6, ч. I, М., Наука, 1984, 174 с.
8. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. ГУГК при Совете Министров СССР. М., 1975. 152 с.
9. Глубинные разломы океанского дна. М., Наука, 1984. 222 с.
10. Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., 1976, Наука, 1976. 232 с.
11. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., Наука, т. 1–3, 1972–1974.
12. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М., Наука, 1979, 267 с.
13. Нефтегазоносность Мирового океана (за пределами зон национальной юрисдикции стран-членов СЭВ). СЭВ, секретариат, М., 1984. 279 с.
14. Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М., Наука, 1979. 415 с.
15. Океанология. Геофизика океана. Т. 1–2. М., Наука, 1979. 470 с, 416 с.
16. Проблемы океанизации Земли. Калининград, КГУ, 1983. 149 с.
17. Проблемы расширения и пульсации Земли. М., Наука, 1984. 192 с.
18. Рудич Е.М. Движущиеся материка и эволюция океанического ложа. М., Недра, 1983. 420 с.
19. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М., Недра, 1984. 420 с.
20. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М., Наука, 1984. 232 с.
21. Строение и нефтегазоносность окраин континентов. / А.Н. Волков, А.А. Гельганц, А.Ю. Юнов и др. М., Недра, 1981. 250 с.
22. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли. Литология (осадочные породы). — В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Доклады. Секция 04. С. Наука, 1984, с. 99–111.
23. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972. 394 с.
24. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., Недра, 1971. 548 с.
25. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977. 356 с.
26. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979. 356 с.
27. American association of petroleum geologists bulletin, vol. 60–68, 1974–1982.
28. American Association of petroleum geologists map series. 1980–1984.
29. Continental margins of Atlantic type. Anais da Acad. Brasileira de ciencias, Sao Paulo. vol. 48 – suplimento, 1976.
30. Contribution in Tectonophysics. U. S. National Report; 1979–1982. Publ. Am. Geophys. Un., 1983, p. 1439–1544.

31. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier scientific publ. comp. Amsterdam, vol. 7-62; 1969-1983.
32. GEBCO. General Bathymetric Chart of the Ocean. Canada, Ottawa, 1984.
33. *Geological society of American Bulletin*. Publ. by the Geological Society of America, Boulder, Colorado, vol. 84-90, 1973-1979.
34. *Geology*. Publ. by Geol. Soc. Am. Boulder, Colorado, vol. 3-12, 1975-1984.
35. *Geology of Continental Margins*. Oceanologica Acta, Supl, vol. 4. 1981, 294 p.
36. *Geophysical Journal of Royal Astronomic Society*, vol. 65-72, 1981-1983.
37. *Hamilton w. Tectonics of the Indonesian region*. Geol. Surv. Prof. paper 1978, 432 p.
38. *Heezen B.C., Tharp M. World Ocean Floor*. US Navy, Office Naval Research, 1977.
39. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. US Government Printing Office, Washington D.C. vol. 1-83, 1969-1984.
40. *Journal of Geophysical Research*. Publ. by Am. Geophys. Union, Washington; D.C. vol. 63-69, 1968-1984.
41. *Kamen-Kaye M., Meyerhoff A.A.* Flood basalts: implications for global-tectonic hypothesis and petroleum exploration. *Journ. Petrol. Geol.*, 1979, I, 4, p. 29-37.
42. *Marine Geology*, Elsevier Sci. Publ. Comp. Amsterdam, vol. 25, 1977.
43. *Marine Geophysical Research*. Reidel Pub. Comp., Dordrecht - Holland, vol. 3-10, 1977-1984.
44. *Rona P.A.*, Hydrothermal mineralisation at the sea-floor spreading centers. *Earth-Science Reviews*. Elsevier Science Publ. comp. Amsterdam, 1984 vol. 20, 103 p.
45. *Science*. Am. Assoc. Advanc. Sciences. vol. 170-220, 1970-1983.
46. *Studies in continental margin geology*. AAPG Memoir, 34, 1983, 806 p.
47. *Tectonophysics*. Elsevier Sci. Publ. Comp. Amsterdam. vol. 31-39, 1976-1984.
48. *The Ocean Floor*. Bruce Heezen commemorative volume. Wiley-Interscience publications, 1983, 590 p.
49. *The Sea*, vol. 4, part 1, 2, 1970, Wiley-Interscience publications, 1970, 560 p., 532 p.
50. *The tectonic and geology evolution of southeast Asian seas and islands*, p-1-2. *Geophysical Monograph 27*, Amer. Geophys. Un., Washington D.C., 1983, 396 p.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Австрало-Антарктическая котловина 137, 138
Австрало-Антарктический (Юго-Восточный Индийский) хребет 39
Агульяс, котловина, плато 123, 126, 132, 133, 141, 150, 151
Аегир, хребет 195, 198
Азоро-Бискайское поднятие, хребет 180, 186
Азоро-Гибралтарская зона разлома 179-184
Азорское плато 176, 178, 180
Алеутская островная дуга, желоб 8, 9
Альворадо, хребет 86, 87
Амазонка, конус выноса 174, 175
Амами, плато 32, 33
Американо-Антарктический хребет 143, 145, 146
Амирантский хребет 126-128
Ампер, гора 183
Амстердам, разлом 100
Амундсена, котловина 204, 209, 210
Ангольская котловина 150, 157-159
Антананариво, хребет-дрифт 136
Аравийская котловина 122-125
Аравийско-Индийский хребет 101, 122, 127
Аргентинская котловина 167-169
Арго, абиссальная равнина 116
Арго, разлом 101
Астория, конус выноса 73, 74
Атлантис, разлом, желоб 79
Афанасия Никитина, гора 120
Африкано-Атлантический (Юго-Западно-Индийский) хребет 99, 102, 110
- Багамская платформа 187, 188
Баллени, хребет 51
Бассас-да-Индия, гора 129
Бассов пролив 38, 39, 110
Батавия, зона разлома 115
Бауэр, котловина 87
Бауэрса, хребет 7
Белем, хребет 173, 174
Беллинсгаузена, котловина 88
Беллона, желоб 80
Бенгальский конус 119-121
Бенхем, плато 30, 31
Бермудское поднятие 192
Бланко, зона разлома 77
Блейк, плато 187, 188
Бореальная абиссальная равнина 204

- Бородино, возвышенность 32
Бразильская котловина 168–170
Буве, разлом 145, 147
Бугенвильский (Северо-Соломонов) желоб 36, 37
Булларда, разлом, желоб 145, 146
- Вальдивия, зона разлома 83
Виго, горы, краевое плато 185
Вима, разлом 179
Витязя, желоб, разлом 45, 96, 101
– хребет 11, 12
Вознесения, разлом 147, 148, 159
Воринг, плато 201
Восточно-Азорский (Глория, Азоро-Гибралтарский) разлом 179–181, 184
- Гавайский хребет 90–92
Габон, каньон 160
Гаккеля, хребет 204, 208, 209
Галапагос, зона разлома, рифт 80, 84–86
Галисия, банка 185
Гардар, хребет 196
Гарднер, хребет 40
Гарретт, зона разлома 81
Гасконский Северный и Южный хребты 186
Гватемальская котловина 85
Гвианская котловина 175, 176
Гвинейская котловина 159, 160
Гиббса, зона разлома (см. Чарли Гиббса) 176, 179, 194, 195
Глория, разлом, хребет 179, 196
Горда, хребет 77, 78, 226
Гоф, разлом, остров 147, 148
Грейт-Метеор, гора 180
Гренландская котловина 204
Гренландский разлом 204
Грижалва, хребет 87
- Дайто, хребет 33
Дана, зона разлома 87
Деви, хребет 129
Дель-Кано, поднятие, плато 139, 102, 103
Демерара, плато, равнина 175, 176
Дерк-Хартог, хребет 115
Диамантина, зона разлома 104, 110, 111
Дискавери, разлом 102
Долдрамс, разлом 170, 173, 176
- Жан-Шарко, разлом 173

Западно-Австралийская котловина 104, 112
Западно-Австралийский хребет (Брокен) 104–106
Западно-Европейская котловина 185, 186
Западно-Индийский прогиб 122
Западно-Меланезийский желоб (желоб Манус) 36
Зеленого мыса, котловина 184
Зодиак, конус выноса 76, 90
Зондский желоб 116, 119

Иберийская котловина 185, 186
Идзу-Огасавара (Идзу-Бонин), желоб 33
Императорские горы 88, 91
Инвестигейтор, зона разлома 117, 118
Инда, конус выноса 123
Ист-Инидиаман, хребет, поднятие 104
Ирмингера, котловина 203
Исландское плато 199
Ислас-Оркадас, разлом, горы 145, 150

Канарская котловина 184
Капская котловина 150, 151
Карнеги, хребет 79, 80, 85, 86
Каролинские горы 95
Кейн, разлом 179
Кембелл, плато 48, 49
Кергелен, плато, дрейф, абиссальная равнина 138–142
Кермадек, желоб, хребет 46, 47, 93
Кинга, желоб 180
Кирос, разлом 86
Китовый хребет 152–156
Клиппертон, зона разлома, хребет 79, 88
Книповича, хребет 199, 200
Кокосовая котловина 116–118
Кокосовый вал 116, 117
Кокос, хребет 85, 86
Колвилл-Лау, хребет 45, 46
Кольбейнсей, хребет 198, 199
Коморин, хребет 120
Конго, конус выноса 159
Конрада, возвышенность 139
Крозе, поднятие, плато, дрейф, котловина, острова 139, 140
Курчатова, разлом 179
Кювье, котловина, краевое плато 115, 113
Кюсю-Палау, хребет 32, 34

Лабрадорский хребет 195
Лаккадивско-Мальдивский хребет 103, 108, 109
Лаксми, хребет 123, 124

Лаксми, хребет 123, 124
Ломоносова, поднятие 204, 209
Лорд-Хау, хребет 39–41
Лофотенская котловина 201
Луисвилл, хребет 83, 93

Магеллановы горы 95
Магеллана возвышенность 96
Мадагаскарская котловина 135, 136
Мадагаскарский хребет 133, 134
Мадейра-Торе, поднятие 183, 184
Мазеган, краевое плато 183
Макарова, котловина 204, 209, 210
Маккуори, хребет 51, 56
Малаита, желоб 45
Манус, котловина 36
Марианская дуга 33
Марианский желоб 34
Маскаренский хребет 136
Меланезийская котловина 96
Менард, зона разлома 83
Мендосино, зона разлома 88
Меррей, зона разлома 88
Мозамбикское плато 129, 131
Мозамбикский пролив 129
Мона, хребет 194
Мориса Юинга, хребет, банка 163
Мэдингги, возвышенность 128

Нансей – Шото, островная дуга 22, 24
– желоб 22, 24

Наска, хребет 64, 87
Натуралиста, плато 112, 115
Нова, желоб 96
Новогвинейская котловина 36
Новозеландское плато 48–50
Новой Каледонии, хребет 42, 43
Новокаледонская котловина 42
Норвежская котловина 201
Норсвинд, плато 207, 210
Норфолк, котловина 43, 44
– хребет 42, 43
Ньюфаундлендская, банка, котловина 190, 191, 193
Ньюфаундлендский хребет 190, 191

Обручева, возвышенность 94
Огнеземельский (Чилийский) желоб 63
Оки-Дайто, хребет 33

Орфан, краевое плато 190
Ошеанографер (Пико), разлом 180
Оуэн, зона разлома 101, 102, 124, 125

Пайонир, зона разлома 88
Палау, желоб 35
Панамская котловина 85, 86
Паресе-Вела, котловина 32
Парнаиба, хребет 169, 173, 174
Пасхи, остров, зона разлома 81, 83, 87
Пелузиум, система разломов 171
Пенрин, котловина 97
Первого градуса ю.ш., разлом 170
Пернамбуку (Ресифе), разлом 167
Перуанская котловина 86
Перуанско-Чилийский желоб 64, 65
Пертская котловина 114, 115
Поркьюпайн, котловина, плато 186, 200
Принс-Эдвард, зона разлома, горы, острова 103, 144, 145
"Пучина Челленджера" 34
Пуэрто-Рико, желоб 187
Пятнадцатого градуса северной широты, разлом 179

Рейкьянес, хребет 194, 196, 197
Резерчер, разлом, хребет 179
Реюнион, желоб, остров 137
Ривера, зона разлома 78
Риу-Гранди, возвышенность 108, 109
Роггевен, котловина 88
Роколл, плато 200
Романш, желоб 170, 173, 174
Роо, поднятие, возвышенность 116, 119
Росса, море 53, 54

Сала-и-Гомес, хребет 87, 88
Самоа, хребет, котловина, острова 46, 97
Сан-Паулу, разлом 170, 171, 173
Сантос (Сан-Паулу), плато 164-166
Св. Елены, разлом, остров 147, 150, 169
Сеара, хребет 176
Северо-Австралийская котловина 116
Североамериканская котловина 191
Седуна, краевое плато 111
Сейшельская банка 136
Сения, зона разлома 144, 200
Сервейер, разлом 88
Сикейрос, зона разлома 78, 85
Скотта, зона разлома 84, 99
- краевое плато 113

Скоттия, островная дуга 143, 162, 163
Сованко, зона разлома 77
Соландер, желоб 51
Сомалийская котловина 126
Сьерра-Леоне, возвышенность 172, 173

Тамайо, зона разлома 78, 79
Тарп, зона разлома 83
Тасманова котловина 39, 40
Тонга – Кермадек, островная дуга 46–48
Торе, поднятие 183
Транскей, впадина, котловина 132
Тристан-да-Кунья, остров 147
Туамоту, острова, зона разлома 92

Уоллаби-Пертский, уступ 113
Уортона, котловина 117

Фарадея, разлом 179
Фарреро-Исландский порог 196, 200, 201
Фернандо-По, разлом 159
Фернанду-ди-Норонья, хребет 173
Филиппинский желоб 29–31
Филиппинская котловина 32
Флемиш-Кап, краевое плато 190
Фолкленд-Агульяс, зона разлома 147
Фолклендское (Мальвинское) плато 163

Хейзен, зона разлома 83
Хесса, возвышенность 90
Хотспур, разлом 147
Хуан-де-Фука, хребет 77, 84, 226

Центральная котловина Индийского океана 119
– – Тихого океана 96
Центрально-Американский желоб 66
Центрально-Индийский рифтовый хребет 100

Чарли-Гиббса, зона разлома 143, 176, 179, 194, 195
Чейн, разлом 170, 173
Челленджер, зона разлома 88
Четвертого градуса северной широты, разлом 170
Чилийская котловина 88
Чилийский хребет 83
Чинук, разлом 89
Чукотское плато 267

Шатского возвышенность 94
Шеба, хребет Западный и Восточный 101, 102
Ширшова, хребет 7, 8

Экмус, краевое плато 113
Эксплорер, хребет, рифт 77
Элтанин, система разломов 83, 89

Юго-Западная котловина Тихого океана 93

Ян-Майен, хребет 199
Японский желоб 19-21

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Тихий океан	5
Подводная окраина Евразии	6
Индонезийский сектор	27
Австрало-Меланезийский сектор	35
Подводная окраина Антарктиды	52
Подводная окраина Южной Америки	61
Подводная окраина Центральной Америки	65
Подводная окраина Северной Америки	69
Срединноокеанические хребты	77
Котловины и поднятия ложа океана	85
Индийский океан	99
Срединноокеанические хребты	99
Северо-восточный сектор	103
Западный сектор	125
Южный сектор	137
Атлантический океан	143
Южная Атлантика	144
- Срединноокеанические хребты	144
Антарктический сектор	149
Восточный сектор	150
Западный сектор	161
Экваториальная Атлантика	170
Северная Атлантика	176
Северо-Атлантический хребет	176
Восточный сектор	181
Западный сектор	187
Северный Ледовитый океан	194
Евро-Гренландско-Канадский регион	194
Арктический бассейн	204
Общие черты развития рельефа океанических областей	212
Полезные ископаемые	225
Заключение	228
Список литературы	230
Указатель географических названий	232

МОНОГРАФИЯ

Глеб Борисович Удинцев

РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ ДНА ОКЕАНОВ

Редактор издательства *Т.А. Горохова*
Переплет художника *В.Б. Строганова*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л.Д. Агапонова*
Корректор *Н.П. Зайцева*
Оператор *Ю.Г. Москалева*

ИБ № 5751

Подписано в печать 04.07.86. Т-16129. Формат 60 x 90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Пресс-роман". Печать
офсетная. Усл.печ.л. 15,0. Усл.кр.-отт. 15,0. Уч.-изд.л. 18,09. Тираж 1450 экз.
Заказ 851 /96-1. Цена 3 руб.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
300600, г. Тула, проспект Ленина, 109.