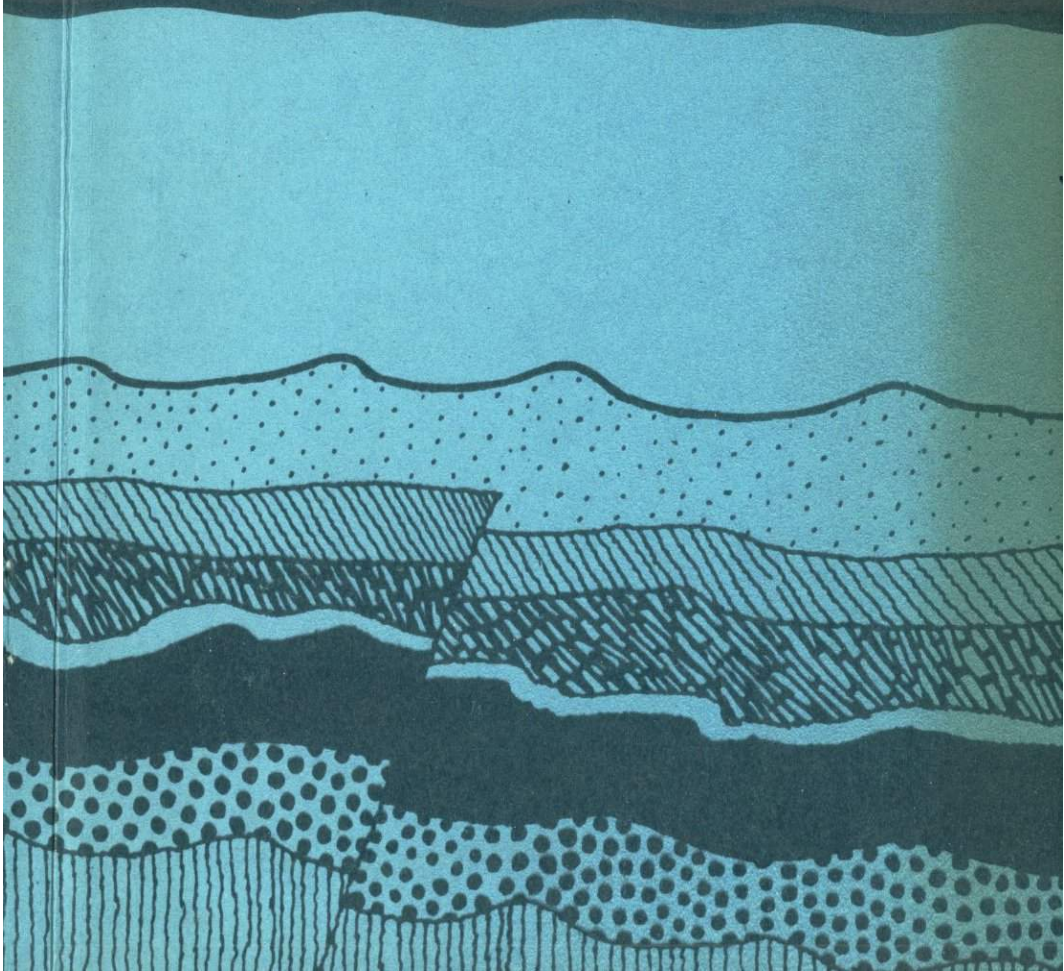


В. И. ГОЛОВИНСКИЙ

# ТЕКТОНИКА ТИХОГО ОКЕАНА



В. И. ГОЛОВИНСКИЙ

# ТЕКТОНИКА ТИХОГО ОКЕАНА

---

4662



МОСКВА «НЕДРА» 1985



**Головинский В. И.** Тектоника Тихого океана.— М.: Недра, 1985, 199 с., ил. 16.

Рассматриваются строение и история геологического развития Тихого океана. Анализируются материалы морских геолого-геофизических работ, полученные к настоящему времени советскими и зарубежными исследователями. В основу тектонических построений положена идея о принципиальном единстве структуры и истории формирования земной коры континентов и океанов. Выделены основные структурные элементы, континентальные и океанические подвижные пояса. Сделан анализ их эволюции. Особенности последнего этапа развития земной коры океана связываются с выносом на поверхность огромных масс магматических расплавов.

Для геологов, геофизиков и океанологов; может быть полезна преподавателям и студентам геологических и географических специальностей вузов.

Ил. 16, список лит.— 50 назв.

Рецензент: *Г. Б. Удинцев*, д-р геогр. наук (Институт физики Земли АН СССР)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема строения земной коры и истории геологического развития Тихого океана выходит за рамки обычных вопросов региональной геологии. Ее изучение служит решению главной задачи геологической службы страны — поискам полезных ископаемых.

Многообразие форм и вещественный состав океанической земной коры не позволяют свести ее образование к какому-то одному повторяющемуся процессу, уложить в рамки одной, пусть даже весьма совершенной, гипотезы. Большая роль в формировании коры принадлежит магматизму и движению блоков, вертикальным и горизонтальным смещениям, внутренней энергии земных недр и внешним силам, меняющим физические поля, положение и режим вращения Земли в Солнечной системе. Этой проблеме в своих работах уделяли внимание такие видные ученые, как А. Д. Архангельский, Г. Штилле, Н. С. Шатский, А. Н. Мазарович, В. В. Белосов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Б. А. Петрушевский. Последние десятилетия отмечены значительными успехами в изучении западных окраин океана, которым были посвящены исследования П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой, Ю. М. Пушаровского, Е. Н. Меланхолиной и других геологов и геофизиков. Достижениями в познании геологии центральной части океана мы обязаны и широкому международному сотрудничеству.

Геологическое строение ложа впервые было рассмотрено в работах Г. Менарда и более систематически в статьях и монографиях Г. Б. Удинцева. Для освещения отдельных вопросов строения океана в последние годы были использованы материалы глубокого океанического бурения, проведенного по программе «Джойдес» и большая часть результатов геофизических исследований, проводившихся по международным программам, начиная с 60-х годов. Глубокое океаническое бурение в Тихом океане было начато в апреле 1969 г. пятым рейсом бурового судна «Гломар Челленджер» и к 1980 г. этим судном было сделано 36 рейсов, пробурено более 400 скважин. Были отобраны донные пробы и проведены прямые наблюдения с использованием обитаемых подводных аппаратов. Анализ имеющихся материалов, приводимый в данной работе позволяет говорить только о последнем этапе развития этого суперрегиона Земли.

Как показали исследования последних десятилетий, основные формы рельефа дна океанов соответствуют структурам земной коры. Это позволило начать переход от районирования по геоморфологическим признакам к выделению в земной коре океанов структурных форм, в принципе аналогичных структурным формам материков. Однако слабая изученность заставила ограничиться для оке-

анов выделением лишь самых простых структур: впадин и поднятий. Кроме того, на первом этапе представилось целесообразным сохранить для отрицательных структур и прежний, чисто морфологический термин «котловина» и рассматривать котловины в их общепризнанных географических границах. Для положительных структур 1-го порядка используется дополнительный термин «свод». Термины «впадина» и «поднятие» применяются, как правило, для любых отрицательных и положительных структур земной коры океана 2-го порядка. Эти структуры 2-го порядка и явились основными объектами описания и сравнительного анализа. Характеристика основных структурных элементов океана приводится по следующей единой схеме, включающей: 1) расположение, простираение, размеры, главные составные части; 2) рельеф дна; 3) строение (или только мощность) земной коры; 4) состав и возраст осадочных отложений; 5) магматические образования; 6) физические поля; 7) разрывные нарушения; 8) основные этапы развития (в ряде случаев в целом для больших регионов). Главное внимание уделено геологическому строению ложа океана. Положение, размеры и основные соотношения элементов рельефа взяты с Генеральной батиметрической карты океанов (ГЕБКО), изд. 5-е.

Автор признателен всем исследователям Тихого океана, которые своей самоотверженной работой заложили основу предлагаемой книги. Автор особо благодарен сотрудникам ПО «Южморгеология» Л. Ф. Грибановой, Л. П. Гримберг, Н. И. Носковой и Н. В. Тимошенко, оказавшим ему содействие в сборе и оформлении материалов, а также инициатору создания этой книги В. А. Кулындышеву.

## ВВЕДЕНИЕ

Тихий океан — самый большой океан Земли. Он больше любого из океанов и материков в отдельности, больше всей суши Земли в целом и примерно равен всем остальным океанам. Его площадь вместе с морями составляет около 180 млн. км<sup>2</sup>, а объем воды — более 700 млн. км<sup>3</sup>, что соответствует примерно трети поверхности Земли и более 50 % объема ее вод. Средняя глубина его порядка 4000 м, максимальная более 11 000 м. Депрессия океана создает главную асимметрию в строении земного эллипсоида. Так, превышения южноамериканских Анд над Перуанско-Чилийским желобом составляют около 15 000 м, Камчатки и Марианских островов над прилегающими желобами — более 11 000 м, вулканов Гавайских островов над прилегающими впадинами — более 10 000 м. Громадная чаша океана разделена подводными хребтами на ряд котловин.

В рамках географических границ Тихого океана выделяются две разнородные области — подводная окраина материков и ложе океана.

В состав подводной окраины материков включаются шельф, материковый склон, материковое подножие и котловины окраинных морей с обрамляющими их островными дугами. Географическая граница подводной окраины материков проводится по внешним краям глубоководных желобов, а там где они отсутствуют — по внешнему краю материкового или островного подножия. Островное подножие рассматривается в качестве границы подводной окраины материков в тех случаях, когда острова расположены в пределах шельфа или ограничивают собой с внешней стороны окраинные моря океана (внешняя сторона принимается по отношению к материкам).

Относительно плоские зоны дна океана, обрамляющие материки Азии, Австралии, Северной и Южной Америки образуют материковую отмель, или шельф. Границами шельфов служат, с одной стороны, береговая линия, с другой — четкий перегиб поверхности дна (бровка шельфа), отделяющий шельф от верхней части материкового склона. Бровка шельфа обычно располагается на глубине 130—150 м, но местами поднимается до 50—60 м или погружается на глубину 400—600 м. Средний наклон поверхности шельфа 7'. Несмотря на практически повсеместное развитие, шельфы занимают в Тихом океане всего 5,5 % его площади [12].

Большинство исследователей относят шельфы к поверхностям выравнивания. Главными причинами выравнивания, вероятно, следует считать процесс сноса разрушенного материала с гор и возвышенностей и заполнения им впадин. Образование выровненной поверхности прибрежной отмели связано в основном с эвстатиче-

скими колебаниями уровня Мирового океана, обусловленными чередованием оледенений и межледниковых эпох и происходившими при этом неоднократными миграциями береговой линии по поверхности окраин материков.

Морские геофизические исследования показывают, что структурные элементы шельфов обычно представляют собой прямые продолжения структур прилегающей суши. Таким образом, одна из главных особенностей шельфов, которая позволяет подойти к решению вопроса об их геологической природе, — единство их геологического строения со строением прилегающих частей суши. Несмотря на это единство с континентами, шельфы свидетельствуют о новом этапе в развитии континентальных окраин — этапе, когда ранее стабилизировавшаяся земная кора материковых платформ и закончивших свое развитие складчатых областей вовлекается в новый цикл активного развития подвижных поясов.

Анализ истории геологического развития окраин материков показывает, что шельфы, как правило, возникали в результате трансгрессий, покрывавших водами морей и океанов приморские равнины континентов. Главная часть осадочной толщи материковых платформ и складчатых областей представлена осадочными образованиями континентальных окраин, значительную, если не большую, часть которых занимают образования шельфов. Своеобразие геологической истории шельфов, как специфических тектонических элементов земной коры, определяется их положением между относительно стабильными областями земной коры и подвижными поясами, отличающимися наложенным, независимым характером развития.

Материковые и островные склоны представляют собой относительно крутые уступы дна, отделяющие шельф от материкового подножия, расположенного на глубине 2—3 тыс. м. Углы наклона материковых и островных склонов обычно не превышают 4—6°. В Охотском и Японском морях они возрастают до 8—10°, у берегов Филиппин до 11°, у Восточной Камчатки и Курильских островов до 20—25°, а в пределах Тихоокеанского побережья Северной и Южной Америки и у берегов вулканических и коралловых островов достигают 35—45°. Поверхность склонов редко бывает ровной. Обычно она осложнена уступами и террасами, гребнями и впадинами, прорезана подводными долинами и каньонами. Сложная топография склонов, позволяющая сделать целый ряд интересных выводов об истории развития материковых окраин, а иногда и океана в целом, изучена вдоль берегов Японских островов, Северной и Южной Америки.

Особенности тектонической позиции и геологического строения материковых и островных склонов определяются их положением в граничащих с океанами частях материковых блоков земной коры. Наиболее типичные материковые склоны представляют собой флексуорообразные изгибы земной коры, зачастую осложненные сбросовыми уступами. По данным глубинных геофизических методов, в пределах материковых склонов обычно происходит резкий или по-

степенный переход земной коры от континентальной к океанической.

Материковое подножие — это поверхность шлейфа осадков, расположенного между материковым склоном и ложем океана. Наклон этой поверхности очень пологий и обычно колеблется в пределах от 2" до 2'. Ширина материкового подножия может достигать 600 км. Ширина аккумулятивного шлейфа осадочных образований, обрамляющего материковый склон Австралии, составляет до 260 км. Значительно уже, до полного выклинивания, материковые подножия Центральной и Южной Америки. По подсчетам О. К. Леонтьева, площадь материковых подножий составляет 1,7 % площади океана [12]. Мощность осадочных образований материковых подножий может достигать нескольких тысяч метров. И. О. Мурдмаа считает, что в осадочных шлейфах материковых подножий сосредоточены огромные массы обломочно-глинистого терригенного материала. Шлейфы осадков у подножий материковых склонов образуются за счет мутьевых потоков, подводных оползней и придонных течений. В отличие от шельфов и материковых склонов материковые подножия представляют собой обычно чисто аккумулятивные образования, не имеющие прямой связи с глубинным строением земной коры. С этим связаны и развитие материковых подножий, и условность их выделения. Часто не удается установить материковые подножия в котловинах окраинных морей западной части Тихого океана: здесь они неотделимы от ложа. Мощные линзы терригенных образований материковых подножий нельзя не учитывать при любом анализе истории геологического развития. Кроме того, они создают наилучшие условия для образования залежей нефти и газа.

Котловины окраинных морей, или точнее ложа котловин окраинных морей, — характерные элементы рельефа подводной окраины материков западной и северной частей Тихого океана. Естественные границы котловин — нижние, наружные по отношению к структурным элементам суши, края материковых подножий и подножий склонов островных хребтов. Однако практически в условиях ряда окраинных морей Тихого океана, как уже отмечалось выше, материковые подножия неотделимы от ложа котловин, и тогда границы котловин проводятся вдоль оснований материковых и островных склонов. Характерная особенность рельефа котловин, позволяющая выделять их в пределах материковых окраин, — относительная выровненность ложа. Вероятно, в принципе так же, как и для котловин внутренних морей, можно говорить о предельных равнинах неволновой аккумуляции. Но для окраинных морей Тихого океана такое утверждение требует серьезных оговорок.

Детальное изучение дна котловин показывает, что их рельеф нередко оказывается достаточно сложным, особенно рельеф глубоководных котловин Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей.

Площадь котловин окраинных морей, по подсчетам О. К. Леонтьева, составляет 6,5 % общей площади океана. Геологическая при-

рода котловин определяется их положением в составе подвижных поясов подводных окраин Азии и Австралии. Рельеф котловин морей наиболее ярко отражает процессы наложенного развития подвижных поясов, глубинное строение — процессы преобразования коры на одном из этапов развития.

Имеющиеся материалы показывают, что котловины окраинных морей заполнены осадочными отложениями мезо-кайнозойского, преимущественно верхнемезозойско-кайнозойского возраста. Повсеместным распространением в котловинах окраинных морей пользуются лишь кайнозойские отложения. Мощность осадочных образований окраинных морей меняется от 0,1—0,25 км в Западно-Филиппинской, 0,5—1 км в Командорской, Южно-Фиджийской и Тасмановой до 1,5—2 км в Ялономорской, 2,5 км в Южно-Китайской, 4—5 км в Курильской и 3—6 км в Алеутской впадинах. К сожалению, бурением не вскрыты типичные разрезы осадочных отложений котловин окраинных морей, мощность которых обычно составляет 2,5—5 км и более. Разрезы кайнозоя «нетипичных» окраинных морей Тихого океана, к которым относятся Филиппинское море и моря, расположенные к востоку от Австралии, не отличаются от разрезов смежных глубоководных котловин центральной части океана. Еще более сходны разрезы, вскрытые скважинами на поднятиях краевых морей и котловин океана. Так, ничем не отличаются разрезы кайнозоя поднятия Лорд-Хау, обрамляющего с востока Тасманово море и плато Манихики, вала Эаурипик, поднятий Онтонг-Джава и Магеллана. Мощность кайнозойских образований составляет от 600 м на валу Эаурипик, поднятии Лорд-Хау и плато Манихики до 676 м на поднятии Магеллана и более 1000 м на поднятии Онтонг-Джава, т. е. на поднятиях ложа она часто даже больше, чем в окраинных морях.

Судя по этим данным о кайнозойских отложениях Тихого океана заставляют весьма осторожно относиться к выводам о принципиальном различии истории геологического развития окраинных морей и центральной части океана и показывают условность границ между ложем океана и окраинными морями.

С севера, запада и востока океан окаймлен системами горных хребтов и параллельными им глубоководными желобами. С северной и западной сторон океана эти системы представлены подводными горными хребтами, вершины которых поднимаются над водой, образуя дугообразные цепи островов, и сопряженными с ними глубоководными желобами. Такие системы называются островными дугами. Погребенные глубоководные желоба с обрамляющими их хребтами на суше прослеживаются вдоль северо-восточной окраины океана [24].

Строение рассматриваемых систем отличается значительной неоднородностью. В зависимости от количества параллельных хребтов в горной части систем Дж. Умбгров предложил выделять одиночные и двойные дуги. В наиболее типичных двойных дугах внутренний, дальний от желоба хребет обычно характеризуется современным активным вулканизмом. Три разновидности островных дуг

в соответствии с типом подстилающей земной коры выделили В. В. Белоусов и Е. М. Рудич. Близкую к этой классификацию предложил Р. Бакер, различающий островные дуги на океанической и континентальной окраинах. Нередко горные хребты дуг переходят по простиранию в складчатые области. При этом глубоководные желоба или становятся мельче (Курило-Камчатская дуга), или полностью захороняются под осадочными образованиями (Алеутская дуга).

Э. Г. Жильцов и А. А. Суворов отмечают неоднородность строения глубоководных желобов, одни из которых — Алеутский, Курило-Камчатский, Японский, Нанкай и Рюкю заложены на границе океанической и континентальной коры, другие — например Идзу-Бонинский, Марианский, Яп, Палау, Тонга и Кермадек, разделяют блоки океанической или субокеанической коры. В желобах первой группы поверхность второго слоя прослеживается на расстоянии до 50 км от оси желоба под основание островного склона. В этих желобах в ряде случаев поверхность первого слоя не нарушена. Для желобов второй группы наиболее типично симметричное блоковое строение бортов, которое, как отмечает Ю. В. Шевалдин, отражается и в структуре магнитного поля.

Рассмотрим особенности строения осадочных отложений глубоководных желобов, освещение которых представляется необходимым для сравнения желобов со структурами ложа океана.

Осадочные отложения желобов Тихого океана представляют собой самые глубоководные осадочные образования на Земле. Огромная амплитуда и контрастность рельефа, усиленные высокой сейсмической активностью, создают на внутренних склонах желобов, как отмечает И. О. Мурдмаа, благоприятные условия для мощного развития гравитационных процессов, таких как оползни, обвалы, суспензионные потоки и т. д. Одновременно в осевых частях желобов и на их внешних (океанических) склонах преобладает обстановка, способствующая относительно спокойному, равномерному отложению и переотложению осадков. Однако мощности неконсолидированных осадочных образований в осевых частях желобов весьма невелики и едва достигают 1000—3000 м в Алеутском и Вашингтон-Орегонском желобах и северной части Курило-Камчатского желоба и 1000 м в желобах Хикуранги и Перуанско-Чилийском, к западу от Чили. Дно других желобов или совершенно лишено покрова рыхлых осадков, или покрыто лишь тонким чехлом осадков абиссальной равнины мощностью в несколько сотен метров.

При достаточно полном развитии осадочные отложения желобов могут быть разделены на терригенные, гемитерригенные, пелагические и гемипелагические (рис. 1). Эта классификация основана на происхождении и условиях отложения основного объема осадочного материала [24].

Терригенные осадочные отложения сложены главным образом эрозионным обломочным или пирокластическим материалом, поступающим в желоба с прилегающей суши. Типичный пример терригенных образований — турбидиты. Если объем пелагических

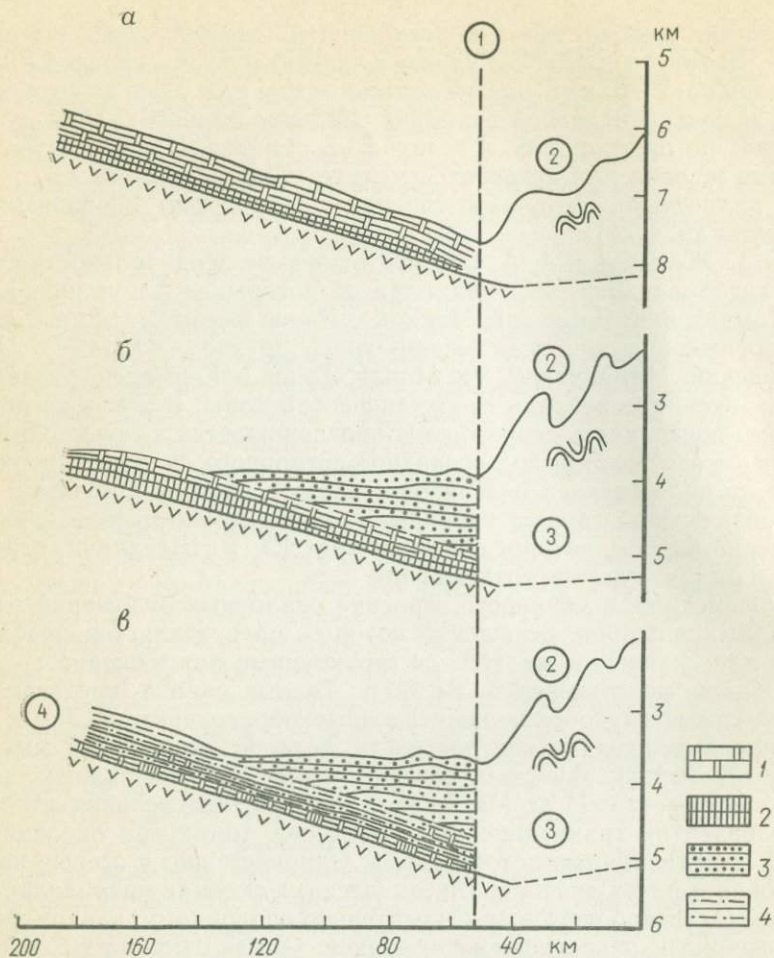


Рис. 1. Разрезы глубоководных желобов северной части Тихого океана [24]:  
 а — Курило-Камчатский желоб; б — Центральная и западная части Алеутского желоба;  
 в — Восточная часть Алеутского желоба и Вашингтон-Орегонский желоб [24]. 1 — пелагическая — гемипелагическая толща; 2 — пелагическая толща; 3 — терригенная толща; 4 — гемитерригенная толща. Цифры в кружках: 1 — ось структурного желоба; 2 — континентальный склон; 3 — турбидитовый клин; 4 — турбидиты абиссальной равнины на базальных пелагических или гемипелагических слоях

осадков в толще турбидитов более 25 %, толща называется гемитерригенной. Гемитерригенные отложения — это образования дна абиссальных равнин или внешних краев глубоководных конусов выноса. В пелагических отложениях преобладает или твердое вещество, осевшее в результате органических или неорганических процессов из покрывающей водной толщи, или пелагические глины, образовавшиеся в результате поступления пелитового материала с обширных площадей континентов и островных дуг. В гемипелагических отложениях составной частью разреза в виде отдель-

ных прослоев или рассеянной примеси является терригенный материал, поступивший с прилегающей суши, или продукты выбросов вулканов.

Достаточно развитые и изученные осадочные толщи желобов можно разделить на два структурно-формационных яруса: нижний, наклоненный в сторону суши и представленный пелагическими, гемипелагическими или гемитерригенными образованиями, и верхний, состоящий из горизонтальных слоев турбидитов. В большей части желобов верхний ярус или отсутствует, или представлен маломощными осадками, практически неотделимыми от подстилающих образований. В случае полного развития осадочной толщи, как это имеет место в желобах, обрамляющих океан с севера, для верхней турбидитовой толщи типична клиновидная форма с утонением в сторону океана. Так, осадочные отложения Алеутского желоба можно разделить на нижнюю — пелагическую (в восточной части — гемитерригенную) толщу и верхнюю — терригенную толщу турбидитового клина. В восточной части желоба турбидитовый клин имеет ширину 30—40 км при мощности вблизи внутреннего борта желоба около 1000 м. Под плоским дном желоба и терригенными образованиями верхнего структурного яруса выделена толща гемитерригенных отложений, также имеющая мощность около 1000 м, которая прослеживается вверх по восстанию до Аляскинской абиссальной равнины. Толща гемитерригенных отложений нижнего структурного яруса внешнего океанического борта желоба залегает согласно на поверхности подстилающих базальтов второго слоя и полого под углом 1—3° наклонена в сторону суши.

Мощность гемипелагических образований, подстилающих дно Курило-Камчатского желоба, у северо-восточного побережья Камчатки составляет более 2 км. Но уже на широте Петропавловска она уменьшается до 500 м. По результатам сейсмических работ методом отраженных волн (МОВ) эта толща прослеживается на восток до поднятия Обручева, где, по данным бурения скв. 192, она имеет мощность около 1000 м и сложена биогенными и терригенными илами маастрихт-раннемиоценового возраста [40]. На широте южной оконечности Камчатского полуострова в желобе прослеживается маломощная турбидитовая толща вероятно перекрывающая более мощную гемипелагическую. Но южнее, на широте Северных Курил, на разрезах МОВ виден лишь тонкий пелагический или гемипелагический чехол, мощностью до 300—400 м.

Осадочные образования обоих бортов Японского желоба представлены главным образом гемипелагическими диатомовыми глинами миоцен-плейстоценового возраста, мощность которых колеблется от 360 м на внешнем до 900 м на внутреннем склонах желоба [40]. Для глин характерны прослой пепла, включения эрратической гальки, реже прослой брекчий и конгломератов. На внутреннем борту слоистость резко нарушена подводно-оползновыми деформациями. Типичных образований турбидитового клина на бортах Японского желоба не встречено. Вероятно, это связано с улавливанием мутьевых потоков террасами островного склона, которые ши-

роко развиты в желобе. Сейсмические разрезы через Японский желоб не дают оснований для предположения о срезании турбидитового клина или погружения отложений верхнего структурного яруса под островной фундамент в результате субдукции (рис. 2). К такому же выводу относительно Алеутского, Курило-Камчатского и Вашингтон-Орегонского желобов пришел Д. У. Шолл [24]. Не подтверждают идеи субдукции и материалы бурения по профилю скважин, пересекающему Марианский желоб [40]. Информация о строении осадочных отложений Перуанско-Чилийского желоба, полученная в результате проведения сейсмопрофилирования и отбора донных проб, показывает, что почти горизонтальное дно желоба представляет собой поверхность осадочного клина верхнего структурного яруса. Мощность осадков, по данным Р. фон Хюне и В. Розато, составляет в осевой части желоба около 1 км. Мористее желоба мощность осадочных отложений абиссальной равнины составляет всего 100—200 м. Осадочный чехол облекает здесь неровности рельефа океанического «фундамента», что доказывает его образование в условиях пелагиали.

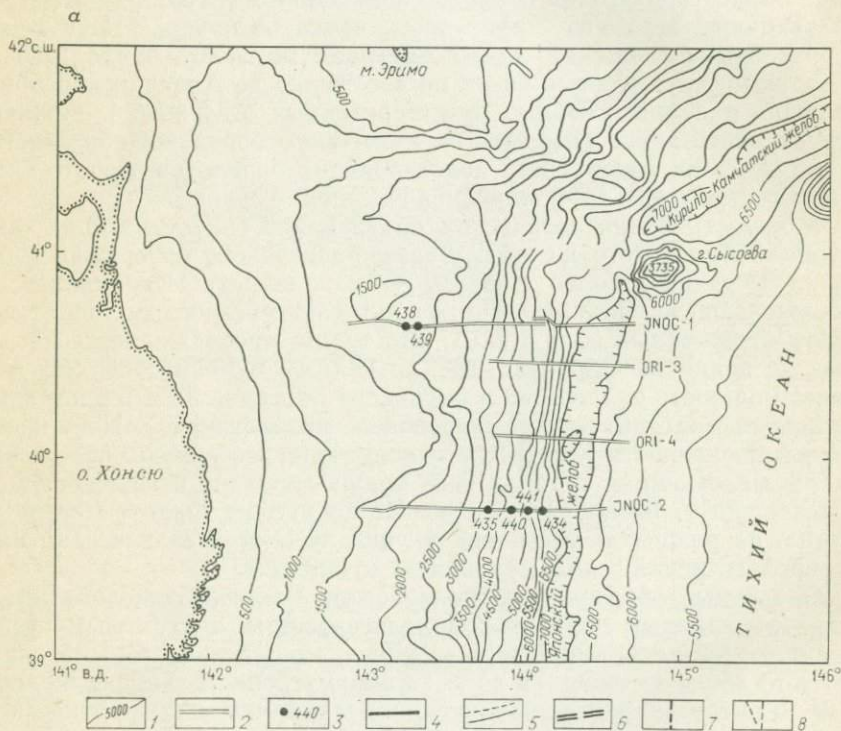
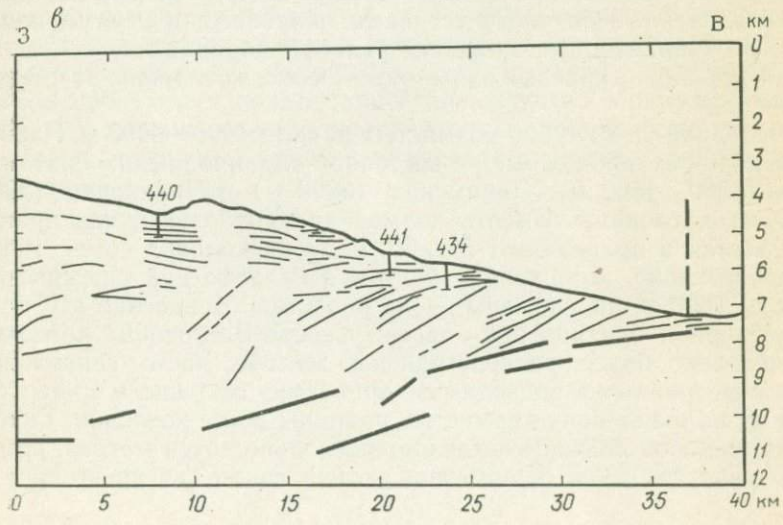
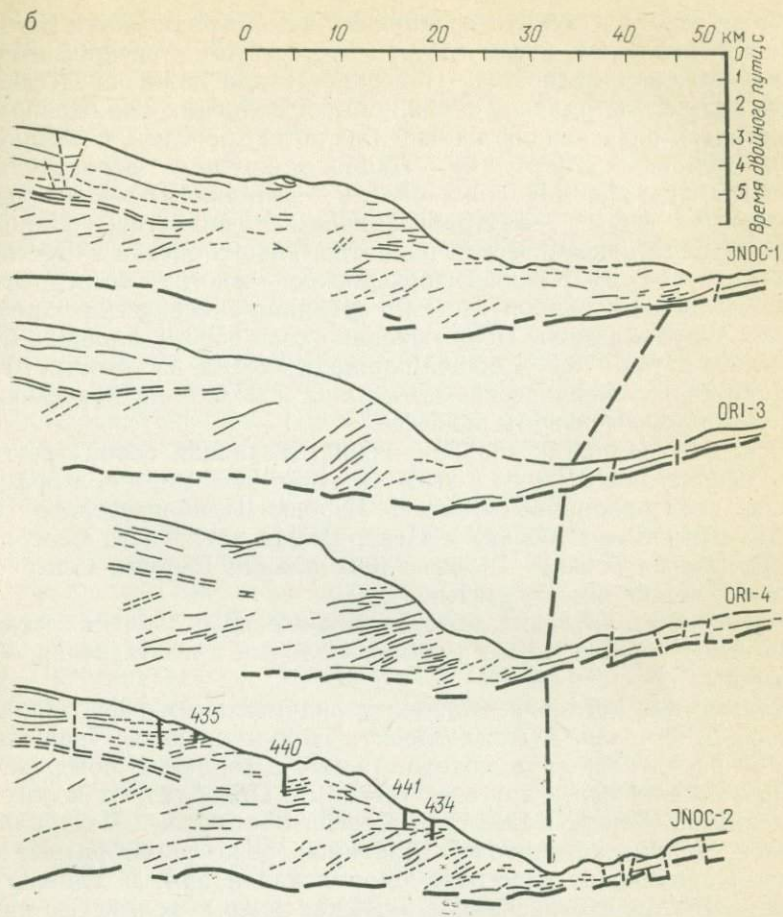


Рис. 2. Японский желоб:

а — схема расположения сейсмических профилей; б — разрезы по линиям сейсмических профилей; в — фрагмент сейсмического разреза [40].  
 1 — изобаты, м; 2 — линии сейсмических профилей; 3 — скважины «Гломара Челленджера»; 4 — кровля океанического «фундамента» (второго слоя); 5 — отражающие поверхности; 6 — поверхность несогласия; 7 — ось желоба; 8 — разломы



Ложе океана — это его срединная часть, ограниченная глубоко-водными желобами, а там где они отсутствуют — внешними краями материковых подножий. Поверхность дна ложа представляет собой холмистую равнину с обширными пологими понижениями и поднятиями, разделенную на части валами, хребтами, возвышенностями, желобами и уступами. Наиболее крупные отрицательные элементы рельефа дна ложа океана — котловины, главные положительные формы — внутриокеанические поднятия. Наиболее крупные внутриокеанические поднятия Тихого океана — Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское — многие исследователи считают частями единой системы срединно-океанических хребтов. Средняя глубина ложа Тихого океана около 5500 м, площадь более 135 млн. км<sup>2</sup>, или 76,3 % общей площади океана, из которых 51,1 % приходится на океанические котловины и 25,2 % на разделяющие их положительные формы рельефа.

Северо-Западная котловина, представляющая собой треугольник с основанием 3700 км и высотой около 5000 км, в полтора раза больше всех равнинных областей Европы. Приблизительно такие же размеры имеют Южная и Центральная котловины, Северо-Восточная же котловина — больше всех равнин Европы, Северной и Южной Америки вместе взятых.

Изученность котловин ложа Тихого океана позволяет составить лишь самые общие, самые приблизительные представления об их строении.

Рельеф дна котловин отличается значительным разнообразием, изменяясь от очень пологих плоских аккумулятивных равнин до сложно расчлененных высокохолмистых и гористых поверхностей с узкими желобами и крутыми уступами. Преобладают полого наклоненные (Северо-Западная, Северо-Восточная, Центральная, Южная, Чилийская и другие котловины), реже чашеобразные (Восточно-Каролинская, Восточно-Марианская и др.) и сложно построенные (Меланезийская, Перуанская и др.) холмистые равнины, разделенные на части уступами, желобами и цепями подводных гор. Характерные элементы рельефа подавляющего большинства котловин — краевые валы, отделяющие котловины от смежных желобов.

Основной фон глубин холмистых равнин 4000—6000 м. Несколько мельче расположенные на восточной окраине океана Гватемальская (3500—4500 м), Панамская (3000 м) и Чилийская (4000—4500 м) котловины. Высота холмов дна котловины, как правило, колеблется в пределах от 50—60 м до нескольких сотен метров. Наиболее ярко выраженные уступы в рельефе дна, достигающие высоты 1000 м, прослежены вдоль разломов Мендосино и Кларин в северной и центральной частях Северо-Восточной котловины. Значительно более распространены желоба, часто сопряженные с асимметричными подводными хребтами, секущие в самых различных направлениях холмистые равнины ложа котловин. Глубина вреза желобов обычно составляет несколько сотен метров, ширина до первых десятков километров, длина также не превышает не-

скольких десятков, реже первых сотен километров. Более глубокие желоба, врезанные в дно котловин на глубину до 1000 м и более, широко распространены в Северо-Восточной котловине, встречены в Филиппинской (Центральный разлом), Восточно-Каролинской (желоб Муссау) и Панамской котловинах.

Важную роль в строении дна котловин играют горы высотой до нескольких тысяч метров, часть которых поднимается над уровнем моря. Особенно большим количеством гор (более 300) отличаются Центральная и Северо-Западная котловины [6]. В пределах Центральной котловины выделяется несколько горных гряд, поднимающихся до поверхности океана. Многочисленные горные вершины выделяются в Северо-Восточной котловине, где их особенно много в центральной части, в Восточно-Марианской и Южной котловинах, более редкие — в Восточно-Каролинской, Меланезийской, Перуанской, Панамской и Гватемальской, Западно-Каролинской и Чилийской котловинах, котловине Беллинсгаузена. Часто горные вершины осложняют строение подводных валов, обширных пологих возвышенностей, таких как возвышенность Шатского.

Особого внимания несомненно заслуживают краевые валы, обычно ограничивающие котловины ложа Тихого океана со стороны глубоководных желобов подводной окраины материков. Высота валов составляет от 100 м вдоль желобов Тонга и Огнеземельского в Южной котловине и котловине Беллинсгаузена до 500—600 м вдоль Новогвинейского, Чилийского и Центрально-Американского желобов в Западно-Каролинской, Чилийской и Гватемальской котловинах и 800—1000 м вдоль Японского, Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Их ширина обычно изменяется в пределах 100—350 км. Самый крутой и самый высокий Марианский вал вытянут вдоль западного края Восточно-Марианской котловины. При ширине порядка 100—130 км он возвышается над прилегающим дном на 500—2000 м [22].

Образование основных положительных форм рельефа ложа котловин связывается в большей степени с вулканизмом и внедрением субвулканических тел и в меньшей — с относительными поднятиями по разрывным нарушениям. Несомненно, вулканическое происхождение имеет подавляющее большинство гор ложа Тихого океана. Образование внутриокеанических желобов и сопряженных с ними асимметричных хребтов объясняется движениями крупных блоков земной коры.

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

### ОКРАИННЫЕ МОРЯ

#### Берингово море

Берингово море — самое северное море Тихого океана. Глубоководная часть его ограничена с запада, северо-запада и северо-востока кайнозойскими и мел-палеогеновыми терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями Северо-Восточной Камчатки, Корякского нагорья и обширного шельфа северо-восточной части моря, а с юга — Алеутской островной дугой. Мощность слабо дислоцированных терригенных осадочных отложений в отдельных впадинах здесь достигает, по О. А. Шмидту, 6 км. Субмеридиональный хр. Ширшова, протягивающийся непосредственно к востоку от 170° в. д., разделяет Командорскую и Алеутскую впадины Берингова моря. В южной части Алеутской впадины выделяется дугообразный хр. Бауэрса, отделяющий от нее впадину Бауэрса.

#### Командорская впадина

Командорская впадина по изобате 3000 м вместе с континентальным подножием имеет размеры 580×700 км, по изобате 3500 м — 450×650 км. Центральная часть Командорской котловины со средней глубиной 3600—3800 м, по-видимому, представляет собой предельную равнину неволновой аккумуляции, полого наклоненную к югу.

Общая мощность земной коры Командорской впадины, по данным У. Людвига, здесь составляет 7—9 км. Как пишут Д. У. Шолл, Д. С. Кригер и др., скв. 191, пробуренная в восточно-центральной части котловины (рис. 3) на погребенном поднятии фундамента при глубине моря 3860 м, прошла над толентовыми базальтами 900 м алевритистых глин и илов с прослоями алевритов, песков и песчаников, придающих верхним 300 м разреза облик типичных турбидитов [40]. Возраст осадочных образований — от позднего миоцена (?) до плейстоцена. Базальты забоя скважины значительно древнее нижних слоев осадочных отложений. Их абсолютный возраст, определенный К-Аг-методом, оказался равным 29,6 млн. лет, т. е. среднеолигоценовым.

Для Командорской впадины характерны очень небольшие аномалии силы тяжести в свободном воздухе, по данным А. Г. Гайнова, И. П. Косминской и П. А. Строева, практически приближающиеся к нулю. Аномальное магнитное поле впадины отличается от смежных районов суши, Командорских островов и поднятия Шир-

4662

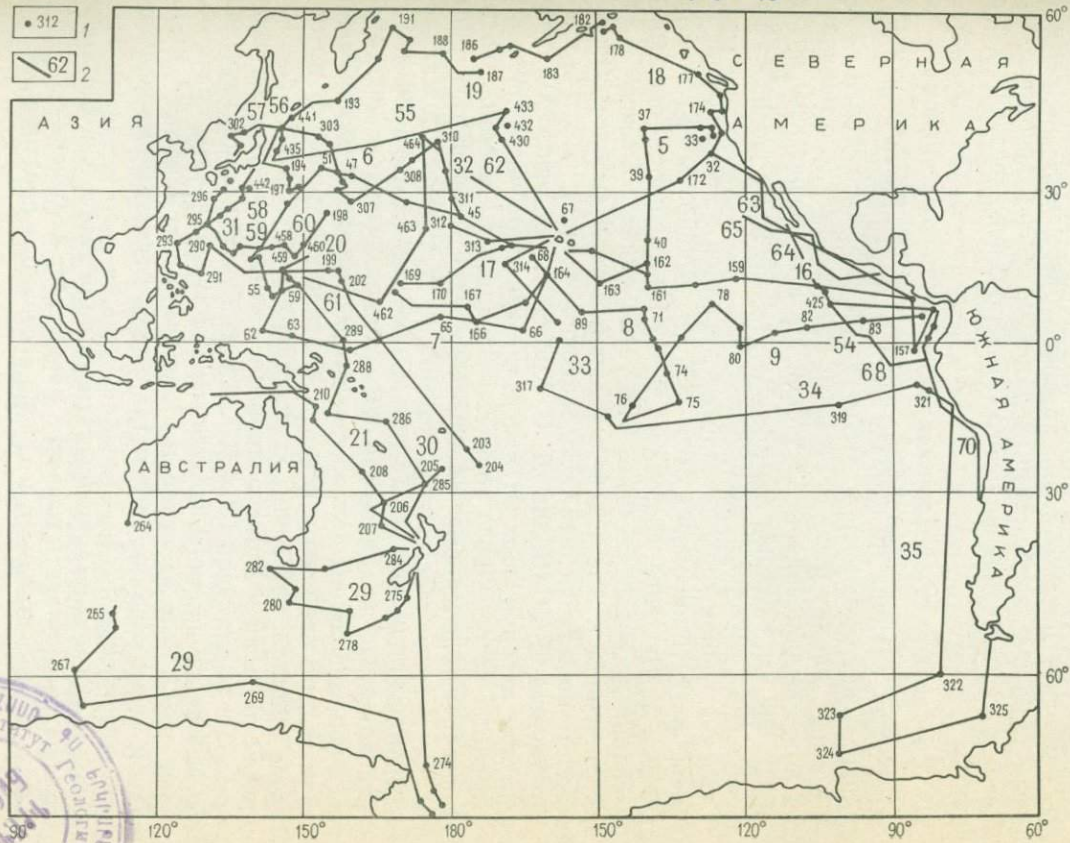
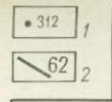


Рис. 3. Схема расположения скважин и рейсов «Гломара Челленджера» в Тихом океане.  
1 — скважины; 2 — рейсы



шова пониженной напряженностью, меньшими градиентами поля и отсутствием ясно выраженной линейности. С другой стороны, характер аномального поля и расположение магнитовозмущающих тел на глубинах более 10 км, образующих единую систему с такими же структурами суши, как считают Н. Н. Ржевский и др., свидетельствуют в пользу континентальной предистории впадины, погружившейся в позднекайнозойское время. О продолжающейся активности эндогенных процессов в земной коре Командорской впадины можно предполагать по высокому тепловому потоку, который, по данным Т. Ватанабе, М. Лангсета и Р. Андерсона, достигает здесь 155 мВт/м<sup>2</sup>.

Строение рельефа дна и магнитного поля Командорской котловины позволяет предполагать развитие разрывных нарушений, главным образом запад-северо-западного, северо-западного и в меньшей степени меридионального и северо-северо-восточного простираний.

#### Алеутская впадина

Алеутская впадина по изобате 3000 м, т. е. вместе с широким континентальным подножием, вытянута на 2100 км с запада на восток и имеет ширину 600—700 км. По изобате 3500 м, ограничивающей ложе глубоководной Алеутской котловины, размеры впадины 600×1800 км. Котловина отличается выровненным, сглаженным рельефом дна с глубинами до 3700—3900 м.

Строение земной коры изучалось в западной и восточной частях впадины при глубине океана 3400—3900 м. Мощность земной коры, по данным У. Людвиг, составляет 8—12 км. Мощность осадочных образований достигает 5—6 км. Она увеличивается к северу и югу с приближением к Алеутской островной дуге. Наиболее заметно меняется мощность средней части осадочной толщи.

По данным Д. У. Шолла, Д. С. Кригера и др., скв. 190, пробуренная при глубине моря 3875 м в юго-западной части впадины, над сводом погребенного поднятия фундамента прошла толщу верхнемиоцен-голоценовых алевроитовых глин мощностью около 630 м. По данным сейсмопрофилирования, этот разрез подстилается толщей позднекайнозойских турбидитов мощностью 1000 м.

Для Алеутской впадины, так же как для Командорской, характерны очень небольшие положительные и отрицательные аномалии силы тяжести в свободном воздухе, близкие к нулевым. В магнитном поле впадина, как пишет У. Людвиг, характеризуется слабыми коротковолновыми и длинноволновыми аномалиями модуля полного вектора с амплитудой 100—300 нТл. Тепловой поток в изученной части Алеутской впадины, по данным Т. Ватанабе и др., значительно ниже, чем в Командорской, и составляет всего 82 мВт/м<sup>2</sup>. В юго-западной части впадины зарегистрированы отдельные мелкофокусные землетрясения [37].

Рельеф дна и аномалии магнитного поля Алеутской котловины позволяют предполагать развитие разрывных нарушений меридионального, северо-западного и северо-восточного простираний.

Поднятие Ширшова прослеживается от материкового склона Олюторского полуострова на севере почти до Алеутской островной дуги на юге. По изобате 3000 м его примерные размеры  $280 \times 600$  км. На юге поднятие сужается до 40—50 км и меняет простираание с меридионального на юго-восточное. В рельефе дна поднятия представлено подводным хребтом со средними глубинами над уплощенной вершиной порядка 500—1000 м. Хребет ступенчато погружается к югу и юго-востоку.

Земная кора поднятия Ширшова изучалась по данным комплекса геофизических исследований. Общая мощность коры оценивается А. Г. Гайнановым, И. П. Косминской и П. А. Строевым в 18 км. Над нижним слоем коры мощностью 14—16 км плотностью  $3 \text{ г/см}^3$  выделяется второй («гранитный») слой коры мощностью 4—6 км плотностью  $2,67 \text{ г/см}^3$  и скоростью  $V$  5,5—6,0 км/с. Интересные данные о строении верхней части земной коры были получены У. Людвигом, Р. Хаутцем, М. Юингом, П. Рабиновичем и А. Купером в результате сейсмопрофилирования. Эти работы показали, что поверхность второго слоя поднятия представлена чередованием ложбин и гребней (горстов и грабен<sup>ов</sup>?). Наиболее глубокие депрессии заполнены слоистыми осадочными отложениями мощностью до 2 км. Вдоль бортов поднятия прослежены по 1—2 неглубоких желоба, также заполненных осадочными образованиями. В результате драгирований, проведенных на западном склоне поднятия, восточнее скв. 191 (рис. 3), как пишут А. К. Купер, Д. У. Шолл и М. С. Марлоу, были подняты верхне- и нижнемиоценовые андезитовые туфы.

В поле силы тяжести поднятие, по данным Д. Кинли, характеризуется небольшими положительными аномалиями в свободном воздухе порядка  $40\text{—}75 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ . Этот максимум обрамляется вдоль бортов слабыми отрицательными аномалиями, обычно не превышающими  $-25 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ . К своду поднятия приурочены интенсивные (до 1500 нТл) коротковолновые аномалии модуля полного вектора магнитного поля.

Важную роль в строении поднятия Ширшова играют разрывные нарушения меридионального (продольного) и северо-западного (диагонального) простирааний.

#### Поднятие Бауэрса

Поднятие Бауэрса по изобате 3500 м имеет длину приблизительно 900 км и ширину от 15—20 км в наиболее узкой западной части до 100—300 км на большей части его протяжения. Наибольшую ширину поднятие имеет у стыка с Алеутской дугой. В рельефе дна поднятие представлено асимметричным подводным хребтом. Наиболее приподнятая восточная часть свода хребта образует цепь банок с глубинами до 200—300 м. Западнее  $176^\circ$  в. д. хребет сужается, резко погружается и становится симметричным. В крайней за-

падной части он уже под дном моря кулисно сочленяется с хр. Ширшова.

Мощность земной коры поднятия Бауэрса оценивается У. Людвигом в 13—15 км на относительно погруженном западном участке и в 21—28 км на наиболее приподнятом восточном участке, к северо-востоку от скв. 188 (см. рис. 3). Второй слой, который по существу и образует поднятие, имеет мощность 3 км на склонах и 8 км в сводовой части поднятия. Мощность осадочной толщи, состоящей из 3—4 слоев, меняется от 0,6—2 км в своде поднятия до 6,5—8 км и более в погребенном желобе, обрамляющем поднятие с выпуклой стороны, т. е. со стороны Алеутской впадины.

По данным Д. У. Шолла, Д. С. Кригера и др., скв. 188, пробуренная на западном склоне поднятия, при глубине моря около 2650 м прошла 580 м по верхнемиоцен-плейстоценовым алевритистым диатомовым илам, подстилаемым пачкой немых аргиллитоподобных глин мощностью 58 м. В илах — редкие прослои вулканического пепла. Драгированием на северо-восточном склоне поднятия с глубины 1670 м были подняты осадочные отложения с диатомовыми среднего миоцена [40].

С поднятием Бауэрса, по Д. Кинли, связаны интенсивные положительные аномалии силы тяжести в свободном воздухе, превышающие  $200 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, а с обрамляющим его погребенным желобом — отрицательные аномалии более  $-100 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Над сводовой частью поднятия зарегистрированы коротковолновые аномалии модуля полного вектора магнитного поля, достигающие 1500 нТл. Параллельный поднятию магнитный минимум совпадает с гравитационным минимумом над погребенным желобом. Рельеф дна моря и физические поля позволяют предполагать здесь широкое развитие поперечных разрывных нарушений, меняющих свое простирание вместе с изменением простирания поднятия от широтного на востоке до меридионального и северо-западного на западе. Особенности геологического строения и рельефа хр. Бауэрса, гравитационных и магнитных аномалий привели У. Людвига и др. к выводу о том, что поднятие и сопряженный с ним прогиб представляют собой систему островная дуга—глубоководный желоб, которая отличается только сейсмической пассивностью поднятия Бауэрса и тем, что его переодовой прогиб полностью заполнен осадочными отложениями.

#### Впадина Бауэрса

Впадина Бауэрса расположена в южной части Берингова моря. С севера она ограничена дугообразным поднятием Бауэрса, отделяющим ее от Алеутской впадины, с юга — Алеутской островной дугой. Впадина вытянута в широтном направлении. По изобате 3500 м, не замкнутой на западе, ее приблизительные размеры 200 × 550 км. В системе депрессий Берингова моря котловина Бауэрса занимает центральный, наиболее погруженный участок. Глубина моря достигает здесь 4000 м. Рельеф дна центральной части котловины Бауэрса несложен. Это равнина, полого наклоненная к югу.

Мощность земной коры здесь, по данным У. Людвига, такая же, как в восточной части Алеутской впадины, т. е. порядка 9—12 км. Поверхность Мохоровичича под центральной частью впадины имеет форму пологого поднятия с амплитудой до 2—3 км. Кровля нижнего слоя коры образует над этим поднятием очень пологую мульду. Верхняя часть разреза земной коры представлена во впадине Бауэрсa трехслойной осадочной толщей общей мощностью до 3—3,5 км.

Для восточной части впадины Бауэрсa, по Д. Кинли, характерны отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе с амплитудой до  $-30 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, для западной — положительные аномалии такой же амплитуды. Для впадины типичны слабые длинноволновые аномалии модуля полного вектора магнитного поля. Тепловой поток во впадине, как отмечают Т. Ватанабе и др., достигает 105 мВт/м<sup>2</sup>.

### Охотское море

Охотское море расположено в крайней северо-западной части Тихого океана. Котловина Охотского моря ограничена с севера и северо-запада вулканогенными образованиями Восточно-Азиатского вулканического пояса, с запада и востока — кайнозойскими образованиями Сахалина и Камчатки, с юга — Курило-Камчатской островной дугой. Основная часть Охотского моря, как отмечает Г. Б. Удинцев, представляет собой огромную ступень материкового склона или переуглубленный шельф, и лишь в его крайней южной части выделяется Курильская впадина, обрамленная с юго-востока Курило-Камчатской островной дугой.

### Курильская впадина

Курильская впадина вытянута на 1100 км в северо-восточном направлении вдоль Курило-Камчатской островной дуги. По замкнутой изобате ее максимальная ширина достигает 250 км. Впадина постепенно сужается в северо-восточном направлении до ширины 20—30 км вблизи 49° с. ш. Дно Курильской котловины представляет собой плоскую равнину, полого наклоненную к юго-востоку и несколько приподнятую по краям. Средняя глубина котловины, по данным Г. Б. Удинцева, 3300 м, глубина относительно расположенной севернее ступени материкового склона — порядка 2000 м. Бортовые части котловины построены сложно. В их пределах находятся свое продолжение основные элементы рельефа смежных складчатых областей, часть из которых, как отмечает И. К. Туезов, продолжается и под осадочным чехлом котловины.

Общая мощность земной коры Курильской впадины 8—14 км. Поверхность Мохоровичича, по данным А. Ф. Попова и К. К. Сергеева, образует под центральной частью впадины пологое поднятие с амплитудой 4—5 км, если брать только ту часть поднятия, которая расположена под впадиной, и до 20—25 км — по отношению

к депрессиям этой поверхности под Восточным Сахалином и островным склоном Курило-Камчатского желоба. Кровля третьего слоя изогнута в обратном направлении и имеет форму пологой синклинали.

Гравитационные аномалии в свободном воздухе, как отмечает М. Г. Коган, не превышают над впадиной  $40-50 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Преобладают положительные аномалии. Небольшой минимум, до  $-20 \times 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, зарегистрирован над южной частью впадины. Для изученной северной части впадины характерны слабые длинноволновые аномалии модуля полного вектора магнитного поля. По данным А. Г. Гайнанова и О. Н. Соловьева, здесь из прилегающих районов Охотского моря прослежены окончания двух максимумов с амплитудой до 600 нТл, один из которых вытянут в юго-западном направлении от Южной Камчатки, а второй, в субмеридиональном направлении, от шельфа и материкового склона юго-восточной части Сахалина. Тепловой поток в центральной части впадины достигает 105 мВт/м<sup>2</sup>. В Курильской впадине и прилегающих районах Охотского моря зарегистрировано большое количество глубокофокусных землетрясений [37].

### Японское море

Глубоководная часть Японского моря разделена подводной возвышенностью Ямато на две впадины: Центрально-Япономорскую на северо-западе и Хонсю на юго-востоке.

Центрально-Япономорская впадина имеет общее северо-восточное простирание и обрамлена с запада раннепротерозойскими образованиями Корейского полуострова, верхним палеозоем южной части Приморья и Сихотэ-Алинским звеном мел-палеогенового Восточно-Азиатского вулканического пояса. С востока южная часть впадины ограничена палеоген-неогеновыми вулканогенными и осадочными образованиями подводного поднятия Ямато, северная — верхнемеловыми и неогеновыми складчатыми зонами северного окончания островов Хонсю и Хоккайдо. Северное продолжение впадины постепенно переходит в один из прогибов Татарского пролива, заполненный многокилометровой толщей меловых и кайнозойских отложений. На юге, в пределах Корейского полуострова, по заключению А. Г. Родникова, ее продолжает платформенный Пхеннанский грабен, заполненный толщами синийских, палеозойских и мезозойских образований общей мощностью не менее 7 км. Кайнозойские отложения заполняют в нем мелкие прогибы, частично открывающиеся в сторону Центрально-Япономорской впадины. Длина впадины по изобате 3000 м составляет 1300 км, ширина 250—300 км.

Рельеф дна моря в пределах Центрально-Япономорской впадины сложен. Наиболее широко здесь развиты конусовидные и многовершинные гребневидные и валообразные поднятия, образованные вулканами центрального типа.

Глубоководная часть впадины, оконтуриваемая изобатой 3000 м, как отмечают У. Людвиг, С. Мураучи и Р. Хауц, отличается относительно тонкой земной корой (до 15—17 км) с двух- и однослойным строением консолидированной части. Вскрытые скв. 299—302 (см. рис. 3) верхние 500—530 м осадочного разреза, как пишут Д. К. Ингл и Д. Е. Кариг, весьма сходны с более мощными неоген-четвертичными отложениями Северного Хонсю [40]. Общая мощность четвертичных отложений в этих скважинах составляет более 200 м.

Поднятие Ямато ограничивает впадину с юго-востока. В рельефе дна — это два подводных хребта, разделенных узкой долиной глубиной более 2 км, по-видимому, представляющей собой грабен. Гребни этих хребтов поднимаются более чем на 3400 м над дном Центральной котловины. Общая длина поднятия около 450 км, ширина 150—170 км.

Сопоставление данных о геологическом строении прилегающей суши и материалов драгирований на поднятии Ямато с данными геофизических исследований позволяет сделать некоторые выводы о геологической природе сейсмических «слоев» земной коры Японского моря. Физические параметры гранулитов и эклогитов прилегающего к Японскому морю Корейского выступа Китайской платформы весьма близки к скоростной и плотностной характеристике третьего слоя Центрально-Япономорской впадины и впадины Хонсю, что дает основания предполагать, что нижняя часть земной коры этих впадин сложена такими же породами. Сейсмический слой 2С поднятий Японского моря с граничной скоростью продольных волн до 6,2 км/с образован, по мнению Е. Н. Меланхолиной, такими же породами, как гранито-метаморфический слой на материке и в Японии. Вулканические и осадочные образования поднятия Ямато также сходны с кайнозойскими и меловыми отложениями Сихотэ-Алиня и Японии, а игнимбриты свидетельствуют об их субаэральном образовании.

Впадина Хонсю (Южно-Япономорская), отделенная от Центрально-Япономорской поднятием Ямато, имеет длину свыше 700 км при ширине до 220 км. Дно котловины Хонсю построено в целом также, но преобладающие глубины здесь значительно меньше, чем в Центральной котловине. Лишь в наиболее погруженной юго-западной части котловины они превышают 3000 м. Сходно в целом и строение земной коры этих впадин.

Маломощной земной коре обеих впадин, как указывает П. А. Строев, соответствуют интенсивные положительные аномалии Буге. Магнитное поле, по данным М. Л. Красного и Ю. В. Шевальдина, здесь спокойное. Аномалии имеют северо-восточное простирание и максимальные значения до 300—400 нТл. С. Уеда и В. Ваке подчеркивает, что значения теплового потока во впадинах Японского моря сильно повышены, в 1,5—2 раза выше, чем на континенте и в океане.

К интересным выводам о природе разрывных дислокаций котловины Японского моря пришли И. И. Берсенев и Ю. С. Липкин.

Исходя из рифтовой модели развития земной коры, исследователи выделили две главные группы разломов: 1) разломы, образующиеся при растяжении земной коры — сбросы, раздвиги и сдвиги, и 2) разломы, возникающие в зонах сжатия земной коры — взбросы, надвиги и сдвиги. Первая группа разломов распространена преимущественно во внутренних частях котловины, в то время как разрывные нарушения, связанные со сжатием, прослеживаются на шельфе, материковом склоне и смежной суше. Исключение из этой закономерности представляют крупные сбросы, которые окаймляют современные впадины Японского моря и отражают особенности их неоген-четвертичного развития.

Особенно большую роль в строении земной коры Японского моря играют раздвиги, которые разделяют блоки с принципиально различным строением земной коры — с «гранитным» слоем и без «гранитного» слоя. По мнению И. И. Берсенева и Ю. С. Липкина, именно развитие раздвигов приводит к преобразованию земной коры. В рельефе поверхности дна моря крылья раздвигов выражаются в виде уступов, крутых склонов, расселин и подводных каньонов. Такие формы рельефа отмечены на материковом склоне Приморья и Северной Кореи, на склонах возвышенностей Кореи и Японии, внутри и вокруг возвышенности Ямато. Вдоль раздвигов нередко проявления неогенового и четвертичного вулканизма. В магнитном поле раздвиги проявляются в виде линейных аномалий, тяготеющих к подножиям перечисленных возвышенностей. К границам возвышенностей приурочены и гравитационные ступени. Время образования раздвигов И. И. Берсенов и Ю. С. Липкин определяют по времени развития интенсивного складкообразования на Сихотэ-Алине, как начало позднего мела. К концу палеогена, по мнению авторов, раздвиговые движения по этим зонам затухли, а в неогене и, возможно, в четвертичное время по ним произошли опускания.

### Филиппинское море

Филиппинское море расположено в западной части Тихого океана. В отличие от Берингова, Охотского и Японского морей оно на значительном протяжении ограничено глубоководными желобами, образующими основную часть западной границы моря. Рельеф дна моря отличается чрезвычайной сложностью и неоднородностью. Субмеридиональный подводный хребет Кюсю-Палау, протягивающийся от Японских островов на севере до желоба Палау на юге, отделяет Западно-Филиппинскую котловину от расположенных восточнее котловин Сикоку и Паресе-Вела. В северо-западной части моря выделяется система подводных хребтов субширотного и северо-западного простираний, объединяемая общим названием — возвышенность Бородино. Как отмечают Г. В. Агапова и др., на дне Филиппинского моря не прослеживаются формы рельефа, унаследованные от окраины Азиатского материка или от расположенных восточнее участков океанического дна.

Западно-Филиппинская впадина по изобате 5500 м вытянута почти на 2200 км в меридиональном направлении. Ее средняя ширина 1000—1100 км. Центральная зона разломов (Тайвань-Палау) делит впадину на две части, заметно различающиеся по рельефу дна моря. Особенно сложным рельефом отличается северная часть впадины с многочисленными поднятиями самых различных размеров, обычно образующими системы северо-западного простирания. Южная часть впадины имеет значительно более простой рельеф дна моря, отличающийся пологими поднятиями главным образом северо-восточного простирания. В обеих частях впадины максимальные глубины моря превышают 6000 м.

По данным С. Мураучи и др. [28], обе части впадины имеют типично океаническую кору. Как отмечают Д. К. Ингл, Д. Е. Кариг, Л. Кренке, Р. Скотт и др. [40], скв. 290, 291, 293—295, 447, пробуренные в разных частях Западно-Филиппинской впадины, при глубине моря от 5220 до 6060 м вскрыли базальты (скв. 291, 293—295, 447) и вулканические брекчии (скв. 290, 447), над которыми прошли толщу кайнозойских глубоководных бурых цеолитовых глин, нанопланктонных и нанорадиоляриевых илов и турбидитов (см. рис. 3). По данным сейсмопрофилирования, мощность осадочных образований Западно-Филиппинской впадины меняется от десятков метров в глубоководной центрально-восточной части к югу от 15° с. ш. до 200—300 м — в северной и 500—600 м — в крайней южной частях.

Для впадины характерны небольшие положительные аномалии силы тяжести в свободном воздухе обычно до +40, редко до  $+80 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$  [3].

Особенности рельефа дна моря и некоторые черты структуры физических полей позволяют предполагать, что наибольшее влияние на формирование структурных форм впадины оказали разрывные нарушения запад-северо-западного, субширотного и северо-восточного простирания.

Впадина Сикоку расположена в северо-восточной части Филиппинского моря. По изобате 4500 м, которая не замыкается на юге, приблизительные размеры впадины 330×900 км. Максимальные глубины моря превышают 5000 м. Дно глубоководной части котловины Сикоку отличается сильно изрезанным высокохолмистым рельефом с отдельными подводными горами и невысокими хребтами. Один из таких невысоких подводных хребтов — хребет Кинан — прослежен вдоль всей котловины. Отдельные горы в пределах этого хребта имеют субширотное простирание.

Строение земной коры изучалось в северной части впадины [28]. Общая мощность коры здесь составляет 6,7—7,1 км. По данным Д. Клейна, К. Кобаяси и др. [40], скв. 442—444, пробуренные в северной части впадины, при глубине моря 4640—4850 м (см. рис. 3) над миндалекаменными (скв. 444), пузырчатыми безоливиновыми (скв. 442) и фировыми оливиновыми базальтами (скв. 443) прошли толщу нижнемиоцен-плейстоценовых гемипелагических алевритовых глин с примесью пирокластики, прослоями и линзами

вулканического пепла общей мощностью 273—457 м. В нижней части осадочного разреза скв. 444 была пройдена пластовая интрузия мощностью 10 м. Абсолютный возраст базальтов составляет 15 млн. лет в скв. 443, 444 и 18—21 млн. лет в скв. 442.

На основе анализа палеомагнитных аномалий А. Б. Уоттс и Д. К. Уэйссел оценивают возраст впадины Сикоку как позднеолигоценовый.

Впадина Паресе-Вела (Западно-Марианская) расположена в юго-восточной части Филиппинского моря, между хр. Кюсю-Палау и Западно-Марианской островной дугой. По изобате 4500 м ее приблизительные размеры 600×1100 км. Дно котловины Паресе-Вела делится узкой зоной наиболее контрастного рельефа вблизи 139° 40' в. д. на западную и восточную части. Дно восточной части котловины относительно ровное, пологохолмистое. Западная часть котловины отличается очень сильно изрезанным рельефом, по-видимому самым сложным в Филиппинском море. Особенно контрастный рельеф дна с чередованием хребтов и желобов север-северо-восточного простираения характерен для южной части котловины. Центральная субмеридиональная зона наиболее контрастного рельефа получила название рифта Паресе-Вела и, по мнению К. Л. Мрозовского и Д. Е. Хейеса, может быть связана с осевой зоной раздвигов. Максимальная глубина моря на отдельных участках рифта превышает 7000 м. Средние глубины котловины 4800—5200 м. Мощность земной коры на большей части впадины меняется в широких пределах — от 4,7 км в западной до 8 км в восточной части [28]. Внутреннее строение коры неоднородно.

А. Фишер, Б. Хизен, Л. Кренке, Р. Скотт и др. описали разрезы скв. 53, 54, 449, 450, пробуренных в западной и восточной частях северной половины впадины Паресе-Вела [40]. Скв. 449 в крайней западной части впадины у подножия хр. Кюсю-Палау при глубине океана 4722 м прошла 111 м верхнеолигоцен-плейстоценовых бурых пелагических глин с прослоями радиоляриевых и нанопланктонных глин и илов, примесью и включениями пемзы и вулканического пепла. Начиная с ниже-среднемиоценовых отложений, по всему разрезу встречались железо-марганцевые конкреции. Базальты забоя скважины толеитовые, плагиоклаз-оливин-шпинелевые. Скв. 53, 54 (см. рис. 3) и 450, пробуренные в восточной части впадины при глубине океана 4629—4990 м, прошли выше базальтов (в скв. 450 базальты интрузивные) толщу миоцен-плейстоценовых андезитовых и базальтовых туфов и пеплов, которые с верхней части среднего миоцена чередуются с пелагическими бурами глинами и илами, а в плейстоцене полностью ими замещаются. Мощность миоцен-плейстоцена 190—330 м.

Поле силы тяжести над впадиной Паресе-Вела слабо напряженное, ровное. Положительные гравитационные аномалии в свободном воздухе обычно не превышают  $0-25 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Это свидетельствует о том, что впадина близка к изостатическому равновесию. Высокоамплитудный локальный минимум, до  $-100 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, зарегистрирован лишь над рифтом Паресе-Вела. Магнитное поле и

рельеф дна котловины Паресе-Вела позволяют предполагать здесь развитие преимущественно север-северо-восточных разрывных нарушений.

Поднятие Кюсю-Палау вытянуто в субмеридиональном направлении от западного окончания желоба Нанкай на севере до желоба Палау на юге на протяжении более 2700 км. Его примерная средняя ширина по изобате 4000 м составляет 80—90 км. В рельефе дна поднятие представлено цепью подводных гор и коротких хребтов самого различного, часто широтного простирания, разделенных глубокими проливами. Некоторые из гор поднимаются своими вершинами до отметок менее 1000 м (гора Комахаси) или даже до уровня океана (риф Паресе-Вела) и выше (о. Палау). На значительной части своего протяжения хр. Кюсю-Палау асимметричен. В северной части, к западу от котловины Кюсю, значительно круче его восточный склон, а в центральной, наоборот, западный, обращенный к глубоководной северной половине Западно-Филиппинской котловины.

Строение земной коры изучалось в средней части поднятия, между 15 и 19° с. ш. [28]. Мощность коры достигает на поднятии 7—9,5 км. По данным Л. Кренке, Р. Скотта и др. [40], скв. 448, пробуренная в средней части поднятия при глубине 3493 м, над подущечными лавами базальтов и вулканокластическими брекчиями вскрыла около 320 м витрокластических туфов, нанопланктонного мела и ила среднего олигоцена — среднего миоцена. Осадочные, магматические и метаморфические образования поднятия изучались с помощью драгирований. Эти работы позволили, как отмечают Ю. Б. Евланов и др., выделить четыре различных комплекса, которыми сложены склоны хр. Кюсю-Палау. Нижний комплекс представлен метаморфическими зелеными сланцами с жилами и тонкими дайками метаморфизованных разгнейсованных плагиогранитов, диоритов и жильных пород. Абсолютный возраст этих пород по К-Аг-методу изменяется в широких пределах — от 42,5 до 157 млн. лет, т. е. от начала поздней юры до позднего эоцена.

Второй комплекс представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Тоналиты и базальты, по Ц. Сики и др., имеют абсолютный возраст от 37,5 до 48,5 млн. лет. Возраст андезитовых туфов этого комплекса составляет 57 млн. лет, что позволяет считать его ранне-среднепалеогеновым. Третий комплекс представлен известняками предположительно эоцен-миоценового или миоценового возраста, четвертый — слабо уплотненными фораминиферово-кокколитовыми известняками и фораминиферовыми песками плиоцен-плейстоцена.

Кроме описанных пород, со склонов горы Комахаси-Дайни были подняты эффузивные породы основного и среднего состава, многочисленные обломки гранодиоритов и плагиогранитов. Радиологический возраст кислых интрузивных пород, которыми сложены склоны горы Комахаси-Дайни, 37,4—56 млн. лет.

Поднятие Бородино, представленное в рельефе дна подводной возвышенностью Амами и хребтами Дайто и Оки-Дайто, располо-

жено в северо-западной части Филиппинского моря и приблизительно имеет форму равнобедренного прямоугольного треугольника с несколько дугообразно изогнутой гипотенузой, образованной хр. Кюсю-Палау. Примерная длина катетов треугольника, одним из которых служит хр. Оки-Дайто, 700—750 км. Возвышенность Амами, оконтуриваемая изобатой 4000 м, вытянута на 280 км в широтном направлении в северо-западной части поднятия, приблизительно на  $23^\circ$  с. ш. Ее ширина около 90 км. Средняя глубина моря над сводом возвышенности 1500—2000 м. Уплощенные своды хребтов располагаются на тех же средних глубинах. Над ними возвышаются отдельные горы высотой от 400—500 до 1500—1600 м. Наиболее высокие из гор образуют острова — поднятые атоллы. Строение земной коры поднятия изучалось у южного подножия и в восточной части хр. Оки-Дайто, а также у западного склона хр. Кюсю-Палау. Общая мощность земной коры здесь меняется от 6,6 км у южного подножия хр. Оки-Дайто до 10—12 км под сводом хребта [28]. По данным Д. Клейна, К. Кобаяси и др. [40], скв. 445, пробуренная в небольшой депрессии хр. Дайто при глубине моря 3387 м (см. рис. 3), вскрыла осадочные образования общей мощностью около 900 м. Они сложены двумя разнородными толщами, связанными постепенным переходом — нижней среднеэоценовой терригенной (около 300 м) и верхней позднеэоцен-голоценовой — карбонатной.

Изученные в результате драгирований коренные породы подводных хребтов поднятия Бородино, по мнению Ю. Б. Евланова и др., можно объединить в четыре комплекса, сходных в общем виде с описанными комплексами пород хр. Кюсю-Палау. Возраст базальтов, поднятых с возвышенности Амами, по данным Ц. Сики и др., составляет 80—87 млн. лет, тоналитов 67,5—77,5 млн. лет. В северо-западной части хр. Оки-Дайто отмечены положительные аномалии силы тяжести в свободном воздухе, составляющие от 40 до  $80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, для впадины к северо-востоку от него — примерно такие же отрицательные. Над более северной частью поднятия зафиксированы слабые отрицательные аномалии от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5].

Породы оснований подводных хребтов поднятия Бородино сформировались в докайнозойское время в результате регионального метаморфизма, вулканизма и других процессов, по мнению Ц. Сики, Е. Мисавы и И. Конды, аналогичных тем, которые происходили и происходят в островных дугах. После этого комплекс основания испытал поднятие и размыв. Погружение в эоцен привело к образованию мелководных фораминиферовых (в том числе нуммулитовых) известняков. За ним последовала еще одна активизация вулканизма. В олигоцене и миоцене общая регрессия и дифференцированные движения привели к новому поднятию и размыву хр. Дайто. Сменившее их погружение, особенно интенсивное в голоцене, привело к тому, что все поднятие Бородино оказалось на 1000—2000 м ниже уровня моря.

В пределах хр. Кюсю-Палау поднятие, вулканизм и внедрение гранитоидов происходили позже, в эоцене — олигоцене. Олигоцен —

средний миоцен были здесь временем погружения и образования известняков. Еще большим погружением хр. Кюсю-Палау был охвачен после позднего миоцена. Эффузии базальтов, сформировавшие цепь подводных гор Кинан, по-видимому, имели место после вулканизма хр. Кюсю-Палау.

Анализ дисперсии скоростей волн Релея, проведенный Л. Синкинзом и Та-Лианг-Тенгом, показывает, что земная кора Филиппинского моря подстилается верхней мантией с очень низкими скоростями распространения упругих колебаний. Литосфера большей части Филиппинского моря значительно тоньше океанической и имеет мощность порядка 30 км. Более типичными чертами океанических структур отличается северная часть Филиппинского моря с широким развитием подводных хребтов. Эти материалы приводят к выводу о молодости земной коры Филиппинского региона, о незавершенности процессов ее развития.

### Моря и островные окраины юго-западной части Тихого океана

Моря юго-западной части Тихого океана обрамляют с востока и северо-востока Австралийский материк. С севера, востока и юго-востока они ограничены островами Новая Гвинея и Новая Зеландия и системами более мелких островов, образующих островные дуги. Здесь выделяются обширные и сложно построенные котловины морей Кораллового, Фиджи и Тасманова, разделяющий их подводный хр. Лорд-Хау и ограничивающие эти котловины со стороны океана Северо-Фиджийское и Новозеландское плато.

#### Коралловое море

Коралловое море расположено между палеозойскими и раннемезозойскими складчатыми сооружениями Австралии и кайнозойскими Новой Гвинеи, Новой Британии, Соломоновых островов и Новых Гебрид. С юга его обрамляют раннемезозойские образования хребтов Лорд-Хау и Норфолк.

В пределах Кораллового моря выделяются впадины Папуа, Соломонова и Ново-Гебридская и разделяющие их поднятия Луизианда и Реннел. Данные о строении земной коры этих впадин приведены в работах М. Юинга, Л. Хоккинза, У. Людвиг и А. Фурумото, Д. Хассонга и др.

Впадина Папуа расположена в западной части Кораллового моря. По замкнутой изобате 4000 м ее длина около 920 км, ширина 350 км. Рельеф дна котловины Папуа несложен. Это предельная равнина неволновой аккумуляции. Пологие холмы и депрессии развиты лишь в прибортовой части котловины.

Земная кора изучалась в западной и восточной частях впадины. По общей мощности, составляющей 6,1—10,6 км, земная кора западной части впадины сходна с корой океана. Мощность коры восточной части впадины достигает 12—15 км.

По данным Р. Е. Бернса, Д. Е. Эндрюса, Г. Пэкхема и др. [40], скв. 210 (см. рис. 3), пробуренная при глубине моря 4643 м, вскрыла толщу среднемиоцен-плейстоценовых алеврито-глинистых турбидитов мощностью до 470 м, подстилаемую 50-метровой пачкой миоценовых глин и толщей раннеэоцен-олигоценового мела мощностью до 190 м.

Впадина Папуа отличается очень спокойным полем силы тяжести, с аномалиями в свободном воздухе от +40 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5]. Д. В. Гарднер считает, что сопровождавшиеся погружением трещинные излияния базальтов свидетельствуют о развитии впадины в процессе растяжения земной коры. Образовавшиеся позднее эоценовые отложения были смяты в складки. На них с размывом и угловым несогласием залегают верхнепалеогеновые и неогеновые отложения.

Соломонова впадина расположена в крайней северо-западной части Кораллового моря. По изобате 4000 м она вытянута на 700 км в широтном направлении. Приблизительная средняя ширина впадины около 200 км. Наибольшие глубины моря в пределах впадины достигают 5100—5400 м. Как отмечает Г. Б. Удинцев, рельеф дна Соломоновой котловины отличается исключительной сложностью [22]. Вероятно, это связано, с одной стороны, с контрастностью рельефа обрамлений, а с другой — с молодостью впадины, наложившейся на более древний структурный план. Основные особенности строения земной коры Соломоновой впадины показывают, что она очень сходна с корой океанов. Разуплотнение мантии, по видимому связанное с ее разогревом, как отмечает А. Г. Родников, хорошо увязывается с повышенным тепловым потоком, достигающим во впадине около 85 мВт/м<sup>2</sup>. Гравитационные аномалии в свободном воздухе меняются от  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> в северной до  $+40 - 60 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> в южной части впадины [5].

Поднятия Луизиана и Реннел, разделяющие впадины Кораллового моря, по данным Ю. Г. Зориной, отличаются значительно более высокой мощностью земной коры, которая в сводовых частях составляет более 15—20 км. Мощность нижнего слоя коры достигает в их пределах более 8—12 км, мощность второго («гранитного») слоя 6—8 км.

Ново-Гебридская впадина, расположенная к западу от островов Новые Гебриды, имеет по изобате 4000 м примерные размеры 400—800 км и земную кору переходного типа общей мощностью 8—15 км, из которых 7—9 км приходится на нижний слой коры и 1—6 км — на верхний.

#### Море Фиджи

Море Фиджи — самое восточное из морей юго-западной части Тихого океана. С севера оно ограничено Северо-Фиджийским плато, с запада — подводными хребтами Норфолк и Трех королей, с востока — подводным хребтом Колвилл-Лау, с юга — островным склоном острова Северного Новой Зеландии. Наиболее погружен-

ная часть моря Фиджи называется Южно-Фиджийской котловиной.

Южно-Фиджийская впадина смещена к востоку от центра моря Фиджи и имеет форму треугольника. По изобате 4000 м примерная длина основания этого треугольника составляет 850—900 км, а высота 950—1000 км. Рельеф дна Южно-Фиджийской котловины сравнительно несложен.

Строение земной коры изучалось в центре южной части, под абиссальной равниной Кьюп и в северо-западной части впадины [46]. Общая мощность земной коры здесь составляет 5,8—10,6 км.

По данным Г. Пэкхема и А. Террилла, мощность осадочных отложений в пределах абиссальных равнин Южно-Фиджийской котловины меняется от 0—250 м на их бортах до 500 м и более в центральных частях равнин.

Ограниченные данные о физических полях позволяют предполагать, что для Южно-Фиджийской впадины характерны слабые гравитационные аномалии в свободном воздухе от 0 до  $+40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5]. Впадина отличается пониженным тепловым потоком (до 20 мВт/м<sup>2</sup>). Анализ строения дна и верхней части разреза земной коры приводит к выводу о преобладании в пределах впадины разрывных нарушений восток-северо-восточного простирания.

История геологического развития впадины прослеживается с начала ее формирования в олигоцене [40]. С конца плиоцена до настоящего времени осадконакопление в пределах Южно-Фиджийской впадины проходило ниже уровня карбонатной компенсации, что связано с погружением дна и уменьшением температуры придонных вод.

#### Тасманово море

Тасманово море расположено между верхнепалеозойскими и раннемезозойскими образованиями восточных частей Австралии и о. Тасмании на северо-западе, хр. Норфолк и Новозеландским плато на северо-востоке и хр. Маккуори на юго-востоке. На юге море ограничено Австрало-Антарктическим (Юго-Восточным Индоокеанским) хребтом, т. е. фактически открыто в сторону Южного океана. В рельефе дна Тасманова моря выделяются Новокаледонская и Тасманова котловины и хребты Лорд-Хау и Норфолк.

Тасманова впадина занимает всю юго-западную глубоководную часть моря от тропика Рака на севере до 56° ю. ш. на юге. Длина впадины по изобате 4000 м достигает около 3300 км, примерная средняя ширина — около 1300 км, наибольшая ширина, вблизи 45° ю. ш. — порядка 2200 км. Для большей части Тасмановой котловины характерны глубины 4800—5000 м, но максимальные глубины превышают 5500 м, а наибольшая замеренная глубина составляет около 6000 м [22]. В рельефе дна котловины, по Д. Р. Конолли, четко выделяются три части: абиссальная равнина на западе, провинция абиссальных холмов к востоку и юго-восто-

ку от нее и горная цепь Тасманид, вытянутая вдоль оси северной части котловины. Как отмечает Г. Б. Удинцев, в Тасмановой котловине известно много отдельных гор, особенно характерных для ее восточной части. Все эти горы, судя по их морфологии и результатам драгирований, представляют собой вулканы, подобные центральным вулканам ложа океана.

В пределах северной части абиссальной равнины мощность земной коры очень невелика и составляет всего 4,9—6,4 км [46]. На остальной части Тасмановой впадины мощность земной коры меняется в пределах примерно от 5 до 10 км.

По данным Д. П. Кеннетта, Р. Е. Хаутца и др., скв. 283, пробуренная при глубине моря 4766 м в южной части впадины, прошла над сильно измененными базальтами второго слоя (?) толщи палеоцен-эоценовых алевритовых глин и нанодиатомовых илов мощностью около 570 м [40]. На них с размывом залегает пачка бурых цеолитовых глин верхнего миоцена (?) — плейстоцена мощностью 13 м. Сейсморазведочными работами методом отраженных волн установлено, что мощность осадочных отложений под абиссальной равниной составляет 1,5—2 км. Отборами донных проб установлено, что верхняя часть разреза этой толщи сложена турбидитами.

В поле силы тяжести на фоне слабых аномалий в свободном воздухе от 0 до  $+40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> выделяются отдельные локальные максимумы, достигающие более  $80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, приуроченные к северным горам Тасманид, и минимумы вдоль подножия материкового склона Австралии [5]. Магнитное поле впадины характеризуется системой четко выделяющихся линейных аномалий северо-западного простирания [8]. Как отмечают И. К. Туезов и др., для большей части Тасмановой впадины, кроме крайнего севера, характерен несколько повышенный тепловой поток, до 65—85 мВт/м<sup>2</sup>.

По мнению У. Ван-дер-Линдена, решающую роль в формировании современного структурного плана впадины сыграли разрывные нарушения северо-восточного (раздвиги) и северо-западного простираний.

Поднятие Лорд-Хау по изобате 3000 м достигает около 2500 км в длину и от 600 до 1000 км в ширину. Основной элемент рельефа дна в пределах поднятия — хр. Лорд-Хау, который протягивается от 18 до 41° ю. ш., начинаясь в Коралловом море и заканчиваясь своим западным отрогом у края центральной части Тасмановой котловины. Его выровненная вершинная поверхность лежит в среднем на глубинах 1200—1400 м. В южной части она поднимается до глубин 700—800 м. На севере над сводом хребта воздымаются ряд вулканических гор, образующих острова и банки.

Строение земной коры изучалось в северной половине поднятия [46]. В своде северной части поднятия вблизи 28° ю. ш. общая мощность коры достигает 16,5—28 км. Мощность нижних слоев коры резко возрастает с уменьшением глубины моря. В депрессии западного борта этой же части поднятия мощность коры составляет 7,5—14 км. Тонкая континентальная кора сводовой части

поднятия на фланге довольно быстро сменяется корой, близкой к океанической или даже типично океанической. Низкая скорость продольных сейсмических волн позволяет предполагать разогрев и активность мантии.

По данным Р. Е. Бернса, Д. Е. Эндрюса и др. [40], в сводовой части поднятия были пробурены две глубокие скважины — на севере и на юге. Обе скважины вскрыли на забое верхнемеловые отложения.

Магматические образования, изученные на о. Лорд-Хау, представлены толеитовыми базальтами главных лавовых полей, оливинowymi базальтами даек и переходными разностями к щелочным оливиновым базальтам и гавайитам кальдер. К-Аг-возраст базальтов позволяет относить их к позднему миоцену и раннему плиоцену. Очевидно, этот вулканизм был связан не столько с поднятием, сколько с развитием Тасмановой впадины. Основные этапы формирования поднятия Лорд-Хау, как отмечает У. Ван-дер-Линден, связаны со значительно более ранним временем. Главная складчатость и поднятие хр. Лорд-Хау произошли в позднем палеозое и раннем мезозое.

Новокаледонская впадина вытянута в субмеридиональном направлении между поднятиями Лорд-Хау и Норфолк. В рельефе дна — это узкая длинная котловина. По изобате 2000 м ее длина около 2700 км, ширина от 90—100 км вблизи северного и южного окончаний до 350 км в средней части. Котловина полого погружается с юга на север от глубины 1500 м у подножия островного склона Новой Зеландии до глубины более 3500 м между о. Новая Каледония и рифом Фейеуэй.

Строение земной коры впадины изучалось на севере ее меридионального отрезка, вблизи тропика Рака и в наиболее широкой центральной части впадины [46]. Наибольшая мощность осадочных отложений, по данным сейсмических работ методом отраженных волн, приурочена к восточному краю впадины. Общая мощность коры меняется в пределах от 6,8 до 13,4 км. Земная кора Новокаледонской впадины, по-видимому, должна быть отнесена к переходному типу между континентальной и океанической.

По данным Р. Е. Бернса, Д. Е. Эндрюса и др. [40], скв. 206, пробуренная в центральной части впадины вблизи 32° ю. ш. (см. рис. 3) при глубине моря около 3200 м, вскрыла толщу палеоцено-плейстоценовых нанопланктонных илов мощностью 734 м. В нижней части разреза были встречены тонкие прослой кремней, примесь радиоляриевых, в верхней — фораминиферы и небольшая примесь вулканического пепла.

Геологическое строение впадины позволяет предполагать, что в процессе ее эволюции происходит преобразование континентальной земной коры в океаническую. Это может быть связано с общим процессом океанизации юго-западных морей или с развитием мощной зоны разломов, разделяющих поднятия Норфолк и Лорд-Хау.

Поднятие Норфолк разделяет Новокаледонскую и Южно-Фиджийскую котловины. Оно протягивается в субмеридиональном направлении, постепенно расширяясь с севера на юг, от северного окончания отмели о. Новая Каледония до островного склона мыса Северный Новой Зеландии. Длина поднятия более 2500 км, ширина по изобате 3000 м меняется от 100—150 км на севере до 850 км на юге. Рельеф дна моря в пределах поднятия отличается значительной сложностью. Хребты северо-западного и субмеридионального простираний сочетаются здесь с широкими поднятиями такого же и северо-восточного простираний и пологими, сложно построенными котловинами, главным образом северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний.

В узкой депрессии на севере поднятия общая мощность коры составляет 12—18 км, в северной части хр. Норфолк достигает 20—20,5 км, в котловине Кингстон составляет 8—12 км [46]. При всей неоднородности строения земная кора поднятия Норфолк занимает промежуточное положение между корой континентов и океанов. На наиболее приподнятых участках, по-видимому, наименее преобразованная кора ближе к земной коре континентов, на наиболее опущенных — ближе к океанической. Повсеместное развитие относительно мощной двухъярусной осадочной толщи, вероятно, свидетельствует о том, что кроме продолжающегося ныне этапа седиментации этот район испытал и более раннее доинверсионное погружение. Как указывает Ж. Гийон, значительную роль в строении о. Новая Каледония играют потоки раннепалеогеновых (?) толеитовых базальтов, сопровождаемых подушечными лавами. Около 30 % всей площади острова занято ультраосновными, часто серпентинизированными породами. Ультраосновные породы рассечены дайками роговообманково-кварцевых диоритов, адамеллитов и известково-щелочных гранитов. Граниты и диориты прорывают в некоторых местах и наиболее древние верхнепалеозойские и нижнемезозойские осадочные образования.

#### Северо-Фиджийское и Новозеландское поднятие

Северо-Фиджийское поднятие ограничивает с северо-востока впадины юго-западных морей Тихого океана. Оно расположено между Южно-Меланезийской впадиной на севере и Южно-Фиджийской на юге. С запада и юга оно обрамлено узким дуговым поднятием Новых Гебрид—Кендеву, с севера — желобом Витязя и цепью депрессий, продолжающих его к восток-юго-востоку. В плане форма поднятия похожа на широкий равнобедренный треугольник, направленный вершиной к юго-юго-западу. По изобате 4000 м, которая не замыкается в северо-восточной части поднятия, примерная высота треугольника 1300 км, длина основания более 2000 км. Средняя глубина океана в пределах поднятия 2500—3500 м. Рельеф дна Северо-Фиджийского плато очень сложен. Особенно сложен рельеф восточной части плато с ее многочисленными короткими желобами и хребтами, простирающимися в субши-

ротном, северо-восточном и север-северо-восточном направлениях. У северо-восточного края плато на высоту более 1000 м над океаном поднимаются вулканические острова Фиджи (максимальная высота 1323 м). На севере плато общая мощность коры 5,7 км, на крайнем юге плато она составляет 5,4—6,5 км, к юго-западу от о. Вити-Леву достигает 12,6 км [46].

Таким образом, земная кора Северо-Фиджийского поднятия, за исключением участка, прилегающего к о. Вити-Леву, типично океаническая. Некоторое увеличение мощностей первого и второго слоев на юге поднятия, очевидно, связано с близостью к вулканам южной части дуги Новых Гебрид, в настоящее время погружившимся ниже уровня океана.

Большой интерес для изучения Северо-Фиджийского поднятия представляет строение о. Вити-Леву — самого древнего острова архипелага. Породы докайнозойского основания на острове неизвестны. Самые древние из изученных стратифицированных образований острова — потоки андезитов, интрузии дацитов и вулканогенно-обломочные породы с прослоями известняков. В них обнаружена верхнеэоценовая фауна. Штоки габбро, прорывающие эти породы, по П. Родда, имеют абсолютный возраст от 33 до 55 млн. лет, штоки тоналита 33 млн. лет. Последние активные проявления наиболее крупного на острове вулкана Тавуа были 4—5 млн. лет назад. Последовавшие блоковые движения подняли подушечные лавы этого вулкана и вмещающие их осадочные породы на высоту 1000—1300 м над уровнем океана. Некоторые вулканы на севере острова (Раки-Раки и др.) продолжали активную деятельность в плиоцен-плейстоцене. Последние деформации произошли на острове, по-видимому в плиоцене.

Поле силы тяжести, измеренное над Северо-Фиджийским поднятием, не отличается высокой напряженностью. На фоне слабых положительных аномалий в свободном воздухе, изменяющихся в пределах большей части Северо-Фиджийского плато от 0 до  $40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, выделяются широкие, протяженные максимумы от 40 до  $80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> вдоль западного края плато и над главными островами архипелага Фиджи [5].

Поднятие отличают высокий тепловой поток, достигающий, по данным И. К. Туезова и др., более 145 мВт/м<sup>2</sup>, и сейсмичность [37].

Главные разрывные нарушения поднятия имеют восток-северо-восточное, север-северо-восточное и северо-западное простирания.

Новозеландское поднятие отделяет Тасманову впадину от впадин юго-западной части Южной котловины Тихого океана. Это еще один громадный массив треугольной формы. Вершина треугольника направлена на юго-запад. Приблизительная длина основания треугольника по изобате 4000 м—2500 км, высота — около 3000 км.

Рельеф дна Новозеландского плато сравнительно несложен. В числе его главных элементов принято выделять поднятия Северного и Южного островов Новой Зеландии, плато Челленджер, под-

нятие Чатем, прогиб Баунти и сложно построенное плато Кэмпбелл.

Как отмечает Г. Р. Кац, земная кора большей части Новозеландского поднятия имеет мощность в пределах 15—25 км, увеличиваясь до 25—35 км лишь в пределах Новозеландских островов. По данным Р. Хаутца, Д. Юинга и др., сейсмическими работами установлено, что под мелководными меловыми и кайнозойскими осадочными отложениями плато Челленджер, поднятия Чатем, прогиба Баунти и плато Кэмпбелл прослеживается единое основание, сложенное пермско-юрскими сланцами и граувакками. Совершенно правильным представляется вывод Г.-Р. Каца, который, подчеркивая отсутствие вдоль Новой Зеландии типичного для островных дуг глубоководного желоба, считает Новую Зеландию континентальным образованием, которое в настоящее время находится в стадии растяжения.

## ОСТРОВНЫЕ ДУГИ.

### Алеутская дуга

Алеутская дуга вытянута на 4000 км в субширотном направлении между Камчатским проливом и Кенайским перешейком, соединяющим полуостров Кенай с Североамериканским материком. Дуга отделяет Берингово море от Тихого океана. В плане она представляет собой часть окружности радиусом более 1700 км, с центром между мысами Наварин и Чукотский. Ширина дуги между вулканическим хребтом и осью желоба меняется от 70—80 км на западе до 160 км в центре, в районе Андреяновских островов, и 350—370 км на востоке, в районе о. Кадьяк. Приблизительно посередине между осью желоба и гребнем хребта прослеживается пологая подводная терраса средней шириной 50 км и средней глубиной моря 3800 м, т. е. примерно такой же, как в Беринговом море. Средняя высота гребня Алеутского хребта над дном котловины Берингова моря составляет около 5500 м, а над дном желоба 8500 м. Крутизна склонов в средней части желоба достигает 5—6°. С запада на восток высота гребня над дном моря меняется от 4500 м в районе Командор до 6500 м в районе о. Уникак. Наибольшие превышения гор над дном желоба также отмечены на востоке и достигают 9900 м у вулкана Шишалдин на о. Уникак с абсолютной высотой 2860 м и 11 300 м у горы МакКинли на Аляске с абсолютной высотой 6193 м. Максимальная глубина желоба 7822 м. Она отмечена в западном звене дуги, между островами Близкими и Крысыми. Таким образом, с увеличением высоты хребта глубина желоба уменьшается и, наоборот, чем ниже хребет, тем глубже желоб. На востоке наибольшие глубины желоба не превышают 4700—5300 м. Меняется и морфология желоба: он становится значительно шире и положе. К северо-востоку от о. Уникак Алеутская дуга, внутренний хребет которой протягивается здесь вдоль п-ова Аляска, а еще восточнее —

вдоль п-ова Кенай, представляет собой континентальную окраину Аляски. Еще далее на восток, уже за пределами Алеутской дуги, прослежено изгибание хребтов и желоба в юго-восточном направлении и их продолжение вдоль материкового склона восточной окраины Аляскинского залива.

Многие исследователи подчеркивают и ряд других различий между западным и восточным звеньями Алеутской дуги [22, 25]. На востоке — это типичная двойная дуга с внутренним хребтом, характеризующимся активным вулканизмом. К восточной части дуги приурочены все наиболее крупные и наиболее активные вулканы. На западе внешний хребет выклинивается. Четвертичные надводные вулканы здесь крайне редки и все сосредоточены в восточной части западного звена, в тыловой части блока Крысьих островов. Интенсивность извержений этих вулканов в последние три столетия крайне незначительна.

Строение земной коры изучалось в центральной и восточной частях Алеутской дуги. Общая мощность коры под хребтом средней части дуги, по расчетам Д. А. Гроу и Дж. Шора, оценивается в 24—25 км, под желобом этого же участка — в 6—9 км. Под глубоководным желобом восточной части дуги общая мощность коры, по Дж. Шору, составляет 6,2—9,5 км. В районе Командорских островов мощность земной коры под хребтом западной части дуги, по данным Г. С. Гнибиденко, достигает 25 км.

Большое значение для понимания истории развития Алеутской дуги имеет эволюция магматизма. Очевидно, доисторическими для Алеутской дуги были испытывавшие зеленокаменный метаморфизм эоценовые интрузии основных пород. Как указывают А. М. Борсук и др., заложение инициального субширотного глубинного разлома отмечено здесь образованием в верхнем палеогене, 30—35 млн. лет назад, контрастной базальт-риолитовой вулканической формации. На Командорских островах эта формация представлена главным образом плагиогранитами, на Алеутах — базальтами, андезит-базальтами и комагматичными им габбро-диабазами, габбро и долеритами, интрузиями гранитоидов.

Этап интенсивного разломообразования ознаменовался образованием в самом конце палеогена, 21—25 млн. лет назад, базальт-трахидолеритовой формации, широко распространенной лишь на Командорах. С продолжением тектонического развития Алеутской дуги связаны, как отмечают Д. П. Ситрен и др., миоценовые интрузии гранитоидов в центральной части Алеутских островов. Плиоценовый этап магматизма был ознаменован, по данным О. А. Шмидта, в основном субаэральными извержениями базальтов, андезитов и дацитов, сформировавших стратовулканы в тыловой части островной гряды. Современный этап истории дуги представлен наложенными эффузивами, от базальтов до риолитов, центральной и восточной частей Алеутской дуги, излившимися на эродированные поверхности плиоценовых вулканов из вулканических аппаратов центрального типа.

Поле силы тяжести наиболее контрастно в центральной части дуги. Если не считать обычного небольшого смещения осей минимумов к источникам сноса, по-видимому отмечающих положение оси прогибания второго слоя, здесь можно говорить о соответствии аномалий в свободном воздухе рельефу. Наиболее интенсивные максимумы, достигающие более  $200 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, как пишут А. Уоттс, М. Тальвани и Д. Кокрен, измерены над современными активными вулканами и островами центральной части Алеутской дуги от о. Атту на западе до о. Уналашка на востоке. В западной части дуги, над Командорами, зарегистрирован слабый минимум, от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, в восточной — ось несколько менее интенсивных максимумов смещена от цепи активных вулканов Аляски к юго-востоку. Примерно то же происходит и с осью минимумов (от  $-150$  до  $-200 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>), приуроченных к глубоководному желобу. Минимумы аномалий силы тяжести в восточной части дуги смещаются от оси желобак северу, на северный борт ступени с глубиной 4500 м. Б. Гутенберг и К. Рихтер подчеркивали в 1948 г. характерное для этого же участка дуги резкое возрастание сейсмичности в восточном направлении вплоть до п-ова Кенай. Они писали, что этот район — один из наиболее сейсмически активных во всем мире. Высокая сейсмичность характерна для всей Алеутской дуги. Большая часть эпицентров землетрясений располагается между островной грядой и желобом. Глубина землетрясений возрастает от первых километров на склоне желоба до 250 км у внутренней части дуги [25].

Очень характерны системы разрывных нарушений, сыгравших одну из ведущих ролей в формировании современного структурного плана. На всем протяжении Алеутской дуги преобладают разрывные нарушения северо-восточного, широтного и северо-западного простираний. Но их роль в формировании современных структур дуги, как отмечает Э. Н. Эрлих, в различных звеньях неодинакова. Если на западе северо-западные разрывы — продольные, образующие блоки, вытянутые под углом  $30^\circ$  к общему простиранию дуги, а северо-восточные — поперечные, с почти обязательной сдвиговой компонентой, то на востоке, наоборот, блоки, ориентированные под острым углом к простиранию дуги, ограничены продольными северо-восточными разрывами, а их смещение друг относительно друга происходит по разрывам северо-западного и субширотного простираний. В полном соответствии с продольными разрывными нарушениями вытянуты и дочетвертичные, а на востоке — докайнозойские складчатые образования. В восточном звене дуги к северо-восточным разрывным нарушениям или к их пересечениям с широтными приурочены почти все основные вулканы. Все разрывные нарушения представлены здесь сбросами и сбросо-сдвигами.

### Курило-Камчатская дуга

Курило-Камчатская дуга вытянута почти на 2700 км в северо-восточном направлении от Сангарского до Камчатского пролива.

Она отделяет Охотское море от северо-западной части Тихого океана. Ширина дуги от гребня вулканического хребта до оси желоба меняется от 200—250 км в островной части до 300—350 км в районе Восточной Камчатки. Курило-Камчатская дуга — это двойная дуга с хорошо развитым вулканическим внутренним хребтом (Большая Курильская гряда) и главным образом подводным — внешним (Малая Курильская гряда). Оба хребта в островной части дуги представляют собой по существу лишь небольшие надстройки на широком плоском своде несущего их валообразного Курильского поднятия, основная часть которого скрыта под водами океана. Ширина свода составляет 100—120 км. Поверхность свода в целом полого наклонена к юго-востоку, т. е. в сторону океана. Два самых глубоких пролива — Буссоль и Крузенштерна — делят Курильское поднятие на три звена: южное, среднее и северное. В среднем звене внешний хребет отсутствует. У окончаний поднятия внешний хребет смыкается с внутренним, образуя, как отмечают Г. Б. Удинцев, Н. Н. Турко и Г. В. Агапова, Южно-Курильское и Северо-Курильское подводные плато. Наибольшая высота вулканического хребта меняется от 1300—1800 м в пределах островов до 2000—3500 м на Камчатке. Глубина желоба меняется от 9000—10000 м в районе северной части Южных и южной части Средних Курил до 7500—8500 м на большей части его протяжения. Глубина желоба на стыке с Алеутским 5600 м, на стыке с Японским 6500 м [22]. Высота вулканов Большой Курильской гряды над дном Курильской котловины Охотского моря достигает 4500 м. Высота внутреннего северо-западного склона желоба 6—10 км, внешнего 2—5 км. Средняя крутизна юго-восточного склона желоба 5—7°, северо-западного (островного) 7—10°. В верхних частях склоны положе, а в нижних их наклон достигает иногда 15° (северо-западный склон). Склоны повсеместно разделены на части ступенями и уступами. Дно желоба плоское. Его ширина меняется от 1 до 20 км, но чаще всего составляет порядка 5 км.

Строение земной коры Курило-Камчатской дуги изучалось наиболее детально на сейсмических профилях, пересекающих южную часть дуги в районе островов Итуруп и Уруп. От центральной части Курильской впадины Охотского моря, где мощность земной коры, по А. Ф. Попову и К. К. Сергееву, составляет всего 7—8 км, поверхность Мохоровичича сначала плавно, а со средней части подводного хребта дуги более круто погружается до середины островного склона глубоководного желоба, где мощность коры достигает более 30 км, а затем резко поднимается к осевой части желоба так, что уже вблизи оси на океаническом склоне желоба мощность земной коры уменьшается до 7—8 км. По данным А. А. Суворова и Э. Г. Жильцова, под о. Итуруп мощность коры составляет порядка 19—20 км. В 70—80 км юго-западнее, в районе внешнего подводного хребта (хр. Витязя), общая мощность земной коры достигает уже 22—24 км. Под хр. Витязя все преломляющие границы в земной коре образуют ясный антиклиналь-

ный перегиб. К юго-востоку от него начинается погружение в сторону океана не только кровли мантии, но и всех поверхностей, прослеживающихся выше. Интересно, что это погружение происходит не только плавно, но и скачкообразно, что позволяет предполагать здесь развитие глубинных разломов. Под террасой средней части островного склона желоба мощность земной коры достигает уже более 30 км. Здесь над мантией с  $v=7,8$  км/с выделен нижний слой коры с  $v=6,5$  км/с, мощностью 24—25 км. Его кровля субгоризонтально прослеживается до осевой части желоба. Верхнюю часть разреза коры мощностью порядка 6 км разделить на части не удалось. Под осью желоба на разрезе вкрест простирается дуги через о. Итуруп поверхность Мохоровичича залегает на глубине 10 км от дна и около 20 км от поверхности океана. Далее к востоку она сначала круто, а затем полого воздымается в сторону океана.

Ближний к описанному разрез земной коры был изучен на пересечении Курило-Камчатской дуги через о. Уруп, т. е. приблизительно в 200—250 км к северо-востоку. Общая мощность коры под о. Уруп оценивается А. А. Суворовым и Э. Г. Жильцовым в 17—18 км, а под средней частью островного склона желоба в 25—26 км. Граничная скорость вдоль поверхности Мохоровичича достигает здесь 8,4 км/с. Под осью желоба кровля мантии прослеживается на глубине порядка 7 км от дна и около 16—17 км от поверхности океана.

В центральной части Курильского поднятия мощность земной коры уменьшается до 10—15 км. Наибольшая мощность коры здесь также отмечена под средней частью островного склона. Основная часть разреза коры представлена ее нижними слоями с граничными скоростями 6,8—7 и 6—6,3 км/с. Еще северо-восточнее, в районе средней части островного склона Северных Курил, мощность земной коры снова увеличивается до 25 км, а в районе Авачинского залива Камчатки — до 40—45 км.

Верхняя часть разреза земной коры Курильского поднятия в пределах Малой Курильской гряды представлена толщей поздне-меловых и раннепалеогеновых эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных образований мощностью до 2,5 км. Во всем разрезе среди магматических пород, как отмечают Ю. Н. Разницын и Е. Н. Меланхолина, преобладают однообразные по составу базальты. Вверх по разрезу они меняются от базальтов андезитовой формации до океанических толеитов. В самом конце мела была сформирована серия параллельных базальтовых даек на океанической стороне о. Шикотан. По составу и характеру проявления магматизм Малой Курильской дуги очень близок к океаническому.

Разрез Большой Курильской гряды представлен толщей олигоцен-голоценовых вулканогенно-осадочных и вулканических морских и субаэральных образований мощностью до 5000—7000 м. Основная часть магматических пород, от кислых до основных, принадлежит к известково-щелочной серии, типичной для островных дуг.

Молодые миоцен (?)—плейстоценовые осадочные образования подводной части Курильского поднятия имеют мощность от 0,4 до 3 км [1]. Осевая часть желоба покрыта очень тонким слоем осадочных отложений, мощность которых обычно не превышает 0,3—0,5 км, а на некоторых участках уменьшается до первых десятков метров. Лишь в прикамчатской части желоба мощность осадочных образований возрастает до 2 км. На сейсмических профилях четко фиксируется наклон плоской поверхности осадочной толщи к островной гряде. Поверхность первого и второго слоев океанического склона желоба прослеживаются на 5—10 км от оси желоба под толщу осадочных образований склона [21].

В поле силы тяжести, как указывает М. Г. Коган, четко прослеживаются три главных пояса аномалий в свободном воздухе: пояс положительных аномалий над Курильским поднятием, пояс интенсивных отрицательных аномалий над желобом и пояс положительных аномалий над краевым валом. Максимальные положительные аномалии первого пояса связаны с внешним хребтом поднятия (хр. Витязя). Наибольшие измеренные значения положительных аномалий над внутренним вулканическим хребтом (Большой Курильской грядой) составляют  $180\text{--}230 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Наибольшая абсолютная величина отрицательных аномалий над желобом достигает  $160\text{--}210 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Оси минимумов сдвинуты на 12—20 км от оси желоба в сторону островного склона.

Положительные аномалии Большой Курильской гряды продолжаются без перерыва над Восточной Камчаткой и исчезают лишь севернее  $56^\circ$  с. ш. Отрицательные аномалии Курило-Камчатского желоба непрерывно продолжаются в отрицательные аномалии Алеутского желоба. В месте сочленения двух желобов зарегистрирован минимум, достигающий  $-230 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>.

В магнитном поле, по данным А. Г. Гайнанова и О. Н. Соловьева, океаническому склону Курильского поднятия соответствует региональный максимум с амплитудой более 200—500 нТл. Его интенсивность понижается у южной оконечности Камчатки. Над желобом отмечается слабоаномальное поле. Глубины залегания верхних кромок магнитовозмущающих тел примерно соответствуют положению кровли третьего слоя. О возможном залегании на небольшой глубине плотных пород под Малой Курильской грядой свидетельствуют и аномалии силы тяжести. Все это позволяет предполагать, что, как считают Ю. Н. Разницын и Е. Н. Меланхолина, подводный внешний хр. Курильского поднятия с отдельными выходами на поверхности основных пород (о. Шикотан) представляет собой часть крупного офиолитового пояса.

Измеренный тепловой поток в пределах Большой Курильской гряды составляет в среднем  $75$  мВт/м<sup>2</sup>. Однако добавление к этой величине теплового потока от нестационарных источников тепла (вынос тепла при вулканизме и гидротермальной деятельности и т. д.), составляющего до  $170$  мВт/м<sup>2</sup>, делает его равным, как отмечают О. В. Веселов и др., выносу тепла в рифтовых зонах современных срединно-океанических хребтов. Анализ сейсмичности

Курило-Камчатской дуги привел Р. З. Тараканова и Ким Чун Уна к следующим главным выводам.

1. Подавляющее большинство землетрясений располагается между цепью действующих вулканов и глубоководным желобом. При этом сам желоб характеризуется относительно слабой сейсмической активностью, особенно в пределах земной коры. Более 90 % землетрясений, записанных донными станциями, происходит под континентальным склоном желоба. Землетрясения в приосевой части желоба и под его океаническим склоном тяготеют к зонам поперечных разрывных нарушений.

2. Значительная неравномерность в распределении сейсмической активности отмечается и вдоль Курило-Камчатской дуги. Наибольшей сейсмичностью отличаются северное и южное звенья дуги и особенно южное окончание цепи Курильских островов.

3. Энергия, выделяющаяся при коровых землетрясениях, на несколько порядков ниже энергии подкоровых толчков.

4. Эпицентральные поля землетрясений образуют протяженные линейные зоны, ориентированные как вдоль, так и поперек структур.

Складчатые дислокации на Курилах выражены слабо и имеют явно подчиненное значение. По данным М. И. Стрельцова, там преобладают пологие приразломные и инъективные дислокации. Решающей для последнего этапа формирования современного структурного плана Курильских островов, наряду с вулканизмом, была сбросовая деятельность. Образование крупных продольных разрывных нарушений, параллельных дуге, вероятно, произошло в миоценовую эпоху. В южной части Курило-Камчатской дуги широко развиты продольные сбросо-сдвиги северо-восточного направления, вытянутые под острым углом к общему простиранию дуги. Как правило, по этим сбросам блоки опущены в сторону оси желоба. На островном склоне амплитуды таких сбросов составляют порядка 100—150 м. Но некоторые из них, как указывают Ю. В. Тулина, И. П. Косминская и др., могут пересекать всю земную кору и уходить в мантию. Для наиболее крупных из продольных разрывных нарушений установлено их кулисообразное расположение. Эти наиболее распространенные продольные разрывные нарушения, пересекающие под острым углом общее простирание дуги, имеют плиоценовый возраст. Немалую роль в формировании современного структурного плана дуги сыграли и поперечные, точнее диагональные, разрывные нарушения, по-видимому, главным образом субмеридионального простирания, которые разделили дугу на ряд звеньев. С ними же, вероятно, связано и расположение центров активного вулканизма и, как отмечают Е. А. Радкевич и др., интрузий гранитоидов.

Материалы глубоководного бурения и результаты геолого-геофизических исследований привели О. И. Супруненко и ряд других исследователей к выводу о том, что Курило-Камчатский глубоководный желоб заложился около 38 млн. лет назад, т. е. в конце эоцена — начале олигоцена. Также Ю. М. Пушаровский и

Е. Н. Меланхолина оценивают возраст Курило-Камчатской дуги в целом. По мнению Э. Н. Эрлиха, внутренняя Большая Курильская дуга начиная с олигоцена испытывала постоянное погружение, прерываемое лишь кратковременными поднятиями [25]. Эпоха наиболее интенсивного развития дуги, наиболее значительных погружений желоба, по-видимому, началась в конце плиоцена и не закончилась поныне. А. Я. Ильев, А. А. Суворов и др. связывают с поздним плиоценом заложение Курило-Камчатского желоба. Японские исследователи считают, что Японский и Курильский глубоководные желоба образовались в плиоцене.

### Японо-Бонинская (Японо-Огасаварская) дуга

Японо-Бонинская островная дуга вытянута на 1900 км в субмеридиональном направлении от Сангарского пролива на севере до стыка с поднятием Маркус-Уэйк вблизи  $26^{\circ}$  с. ш. на юге. Она отделяет от Тихого океана Японское море и котловину Сикоку северной части Филиппинского моря. Ширина дуги от оси желоба до гребня вулканического хребта меняется от 300 км на юге, в районе островов Бонин (Огасавара), до 400 км на севере Хонсю. Двойная Японо-Бонинская дуга по существу состоит из двух островных дуг — Японской на севере и Идзу-Бонинской на юге, разделенных перемычкой вблизи  $36^{\circ}$  с. ш., возможно связанной с одним из оперяющих разрывов зоны разломов Фосса Магна. На примере северного окончания Идзу-Бонинской островной дуги можно видеть интересный случай разветвления дуг. Вблизи от  $34^{\circ}15'$  эта дуга разделяется на две, одна из которых уходит на северо-запад, продолжаясь вдоль зоны разломов Фосса Магна, а другая на север-северо-восток, продолжаясь после небольшой перемычки под названием Японской. Максимальная глубина Японского желоба, измеренная в его южной части, составляет более 8400 м, Идзу-Бонинского — более 9800 м. Максимальная абсолютная высота вулканического хребта достигает около 3800 м (гора Фудзияма). Так же как и в пределах Курило-Камчатской дуги, внешний хребет здесь слабо выражен в рельефе и на большей части протяжения дуги скрыт под водами океана. Цепь действующих вулканов внутреннего хребта прослеживается с севера на юг через большую северную часть о. Хонсю, а южнее зоны разломов Фосса Магна — вдоль островов Нампо (Ситито-Иозима).

Японский желоб асимметричен. Островной его склон круче океанического, наклон которого не превышает обычно  $2-3^{\circ}$  [22]. Дно у желоба плоское, но очень узкое, обычно шириной от 2 до 20, максимально до 35 км. Местами оба склона смыкаются, не оставляя плоского дна. Характерная особенность строения островного склона желоба — широкое развитие глубоководных террасовидных ступеней. Их ширина, как отмечает С. Уеда, иногда достигает более 50, а длина более 100 км. Еще более сложно построен пологий океанический склон желоба, отличающийся многочисленными ступями и откосами [40].

Строение земной коры Японо-Бонинского желоба изучалось на севере, в районе северной части о. Хонсю, и на крайнем юге Идзу-Бонинской дуги. На севере поверхность Мохоровичича, расположенная под впадиной Ямато в 14 км от уровня океана, по данным С. Мураучи и М. Ясуи, погружается до глубины 31—32 км под о. Хонсю, а затем также круто поднимается до 14 км под приосевой частью океанического склона Японского желоба. Мощность коры меняется от 6,5—7 км под океаническим склоном желоба до 20—28 км под верхней частью островного склона желоба и 31—32 км под о. Хонсю. Н. Насу и К. Кобаяси оценивают мощность коры под осью желоба вблизи 40° с. ш. в 6 км.

В южной части Идзу-Бонинской дуги, вблизи 25° с. ш., мощность коры меняется от 7,5 км под осью желоба до 11,7—12 км под внешним хребтом и 16—17 км под хр. Ситито-Иозима.

В поле силы тяжести Японо-Бонинская островная дуга характеризуется типичными для дуг аномалиями в свободном воздухе: полосой максимумов над системой хребтов и полосой минимумов — над желобом. Значения максимумов, по И. Сегаве и К. Боуну, достигают в южной части дуги  $180-200 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, абсолютные значения минимумов  $260-300 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Ось максимумов несколько сдвинута в сторону желоба, оси минимумов — на островной склон. В южной части дуги аномальное поле осложняется еще одним минимумом, приуроченным к внутридуговой впадине к западу от подводного хр. Осагавара.

Магнитное поле Японо-Бонинской дуги отличается ясной полосчатостью с простираем, приблизительно параллельным Курило-Камчатской дуге. Таким образом, полосовые магнитные аномалии, четко прослеживающиеся со стороны Северо-Западной котловины Тихого океана, пересекают Японо-Бонинскую дугу под углом, достигающим более 45°. Напряженность полного вектора магнитного поля меняется здесь от 400 нТл на юге почти до 490 нТл на севере. Антиклинальная часть дуги характеризуется повышенным тепловым потоком, составляющим 65—105 мВт/м<sup>2</sup>. Японо-Бонинская дуга вместе с Курило-Камчатской, как указывает С. Уеда, — это одна из наиболее активных сейсмических зон мира.

Среди разрывных нарушений дуги должны быть отмечены, в первую очередь, продольные постседиментационные сбросы, весьма характерные для океанического склона желоба. Для островного склона, видимо, не менее типичны взбросы. И сбросы, и взбросы хорошо выделяются на сейсмических профилях отработанных методом отраженных волн [40]. Наиболее крупная зона диагональных разрывных дислокаций связана с системой разломов Фосса Магна, пересекающей о. Хонсю вблизи Токио.

Детальная изученность Японских островов и смежных акваторий позволяет проследить историю геологического развития Японской дуги со значительно большей достоверностью, чем это можно сделать для других островных дуг. Как отмечают японские исследователи, в раннем кайнозое вся область Японских островов была континентальной. И лишь в начале миоцена в результате пе-

реработки древних структур на современных Японских островах были заложены некоторые элементы островных дуг. Интенсивная вулканическая деятельность с раннего миоцена была сосредоточена во внутреннем хребте дуги. Что же касается глубоководных желобов, то их заложение устанавливается лишь с плейстоцена.

### Островная дуга Марианская — Яп — Палау

Островная дуга Марианская—Яп—Палау представляет собой по существу сложную систему дуг, отделяющих большую южную часть Филиппинского моря от западной части Тихого океана. Длина этой системы дуг, вытянувшейся от 5 до 24° с. ш., достигает 2100 км. Ширина между гребнем вулканического хребта и осью желоба меняется в очень широких пределах: от 30 км вблизи 10° с. ш. на севере дуги Яп, где к западу от желоба прослеживается лишь один хребет и дуга становится одиночной, до 200—250 км вблизи 17° с. ш., в центральной части Марианской дуги, где дуга по существу тройная. Вблизи 23° с. ш. внутренний вулканический хребет разветвляется, образуя внутридуговой Марианский трог. Самый западный из хребтов — Западно-Марианский в настоящее время утратил свою вулканическую активность. Островные дуги Марианская, Яп и Палау объединены в одну систему чисто условно. Это три совершенно независимые друг от друга дуги, объединенные лишь своим положением.

В южной части Марианской дуги отмечена максимальная глубина желоба, в то же время максимальная известная глубина Мирного океана. Она равна  $11022 \pm 50$  м [22]. Дно желоба здесь плоское, но его ширина составляет всего 2—6 км. Оба склона имеют среднюю крутизну 7—9°. На островном склоне на глубине порядка 4000 м отмечена ступень, характерная и для более северной части желоба. Южная часть Марианского желоба, имеющая широтное простирание, вблизи 10° 50' подходит под прямым углом к северной части желоба Яп с меридиональным простиранием [34]. Максимальная глубина желоба Яп, зафиксированная восточнее атолла Нгулу, достигает, по данным Г. И. Аносова, А. А. Врублевского и М. Л. Красного, около 9000 м. Для желоба характерен v-образный поперечный профиль. Лишь в отдельных расширениях уплощенное дно желоба имеет ширину до 5 км. Желоб отличается необычно крутыми склонами. Крутизна океанического склона составляет в среднем 10—15°, а иногда превышает 20°, наклон приостровного склона достигает 25°. Вблизи от 7° 30' с. ш. и 137° 30' в. д. желоб разворачивается в запад-юго-западном направлении и приблизительно в 150 км от этого изгиба заканчивается. Примерно в 130 км от его окончания расположена ось желоба Палау, который имеет на этом участке меридиональное простирание и вытянут от 2° 15' до 9° 15' с. ш. Наибольшая глубина желоба, замеренная у его северного окончания, составляет 8070 м. В поперечных разрезах желоб Палау имеет типичную v-образную форму. Дно желоба, очень узкое на юге, на севере расширяется

до 10—12 км. Склоны отличаются интенсивным расчленением и довольно большой крутизной, составляющей в среднем 8—9° [22].

Строение земной коры изучалось наиболее детально в северной части Марианской дуги, вблизи 23° с. ш. [28]. Под внутренним вулканическим хребтом дуги мощность составляет порядка 13,8—16,6 км. Приблизительно в 100 км восточнее, в верхней части островного склона, вероятно соответствующей сводовой части подводного внешнего хребта дуги, мощность коры достигает 10,5—12,5 км. Примерно в 270—280 км к востоку от гребня вулканического хребта, под осью желоба, она составляет 7,85 км.

Строение земной коры внутридугового Марианского прогиба изучалось вблизи 18° с. ш. Общая мощность коры здесь оценивается в 6,4—7,1 км.

Изучение магматических образований дуги позволяет сделать некоторые выводы о ее природе и истории развития. Г. Н. Савельева, Н. Л. Добрецов и др. считают, что породы о. Яп и его подводного склона сходны с офиолитами континентов. Они отметили развитие здесь меланжа и олистостром. Определения абсолютного возраста габброидов, драгированных на склонах Японского и Марианского желобов, позволили им сделать вывод о трех этапах активизации магматизма и метаморфизма в интервалах 80—100, 20—33 и 7—11 млн. лет.

Аномальное поле силы тяжести в свободном воздухе над Марианской дугой достаточно типичное. В нем, как отмечают Г. И. Аносов, А. В. Врублевский и М. Л. Красный, ясно прослеживается полоса максимумов, связанная с хребтами, со значениями, достигающими более  $100—200 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, и параллельная ей полоса минимумов с абсолютными значениями, достигающими в южной части дуги более  $200 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. В целом сходная структура поля изучена и над островной дугой Яп, но здесь соотношения рельефа дна и аномалий силы тяжести позволяют предполагать широкое развитие поперечных разрывных нарушений, пересекающих всю земную кору, которые связаны с продолжением структурных элементов соседних районов. Аномалии полного вектора магнитного поля по обе стороны от желоба Яп характеризуются длиной волн от 4—5 до 30—40 км и интенсивностью от 50 до 500 нТл. Аномальное магнитное поле над желобом отличается более низкой частотой и меньшей интенсивностью. Нередко отмечается полное отсутствие аномалий. Тепловой поток над хребтами Марианской дуги и дуги Яп достигает, по И. К. Туезову и др., 50—75 мВт/м<sup>2</sup>, а над центральной частью Марианского желоба — 20—25 мВт/м<sup>2</sup>.

Марианская дуга отличается активным современным вулканизмом и высокой сейсмичностью. В пределах более южных дуг Яп и Палау зарегистрированы лишь сравнительно редкие мелкофокусные землетрясения [37].

Весьма своеобразные желоба Ново-Гвинейский, Лира, Санта-Исабель, Улава, Малаита, Кейп-Джонсон и Витязя описаны в работе Г. Б. Удинцева, Г. В. Агаповой, А. Ф. Береснева и А. Е. Су-

зюмова «Желоба северного обрамления Меланезийского сегмента и их место в структуре переходной зоны западной части Тихого океана», опубликованной в 1977 г. в сборнике ДВНЦ АН СССР «Геология и геофизика дна морей северо-западной части Тихого океана».

### Островная дуга Тонга-Кермадек

Островная дуга Тонга—Кермадек вытянута более чем на 2700 км в юг-юго-западном направлении между островами Самоа и Северным Новой Зеландии. Она вместе с продолжающим ее к югу Новозеландским плато отделяет впадины морей юго-западной части Тихого океана от впадин Южной котловины. Ширина дуги между осью желоба и гребнем внутреннего вулканического хребта меняется от 140 км на севере до 190—200 км в районе дуги Кермадек и 220—230 км на крайнем юге. Эта дуга, так же как и Марианская, — тройная. Между третьей уже неактивной системой хребтов Колвилл-Лау и внутренними вулканическими хребтами Тонга и Кермадек расположены внутридуговые котловина Лау и трог Гавр. Северное окончание дуги в 170 км к юг-юго-западу от о. Уполу (Самоа) поворачивает на запад и далее прослеживается еще на 350 км в запад-северо-западном направлении.

Большая часть вулканических хребтов в настоящее время погружена ниже уровня океана и поднимается над водой лишь отдельными своими вершинами — островами. Северная островная цепь — архипелаг Тонга — состоит из 150 островов, вытянутых на 560 км. Острова западной гряды этой цепи — вулканические, восточной — коралловые. Высота некоторых коралловых островов, по К. В. Малаховскому, достигает 20—200 м вулканических 300—1125 м (о. Као). Самые высокие вулканические острова южной островной цепи Кермадек поднимаются лишь немногим более 500 м над уровнем океана (о. Рауль). Между островами Кермадек и Новой Зеландией, как отмечает Э. Дж. Сирл, прослежена цепь подводных вулканов. На всем протяжении вулканические хребты сопровождаются сопряженными с ними глубоководными желобами. На большей части длины глубина желобов Тонга и Кермадек превышает 8000 м. Наибольшие глубины отмечены в желобе Тонга 10 882 м (глубина «Витязя»), и в желобе Кермадек 10 047 м [22]. Это максимальные глубины во всем Южном полушарии. Превышение хребта Тонга над желобом достигает 12 км. Профиль желоба Тонга имеет характерную v-образную форму. Крутизна островного склона составляет 8—15°, океанического 3—8°. Склоны становятся круче в их нижней части, т. е. имеют выпуклую форму. Обычно склоны разбиты на ряд ступеней и уступов, крутизна которых достигает 45°. Местами между крутыми склонами прослеживается узкое плоское дно.

Своеобразен рельеф дна котловины Лау, средняя глубина которой составляет всего 2,3 км. Перепад отметок рельефа дна достигает в котловине 2,5 км. Основные элементы рельефа дна кот-

ловины представлены вулканическими подводными хребтами, главным образом северо-западного и меридионального простирания, и отдельными подводными горами. Выделяется ряд хребтов северо-восточного простирания.

Строение земной коры изучалось в северной и южной частях дуги [46]. На севере, вблизи  $20^\circ$  ю. ш., под островами Тонга, над мантией с  $v=7,7$  км/с прослежен нижний слой коры с  $v=6,9$  км/с мощностью 5 км, над ним второй слой с  $v=5,2$  км/с мощностью более 7 км. Общая мощность коры составляет порядка 12 км. В троге Тофуа, между островами Тонга, верхняя часть разреза представлена осадочным слоем мощностью до 2 км. В желобе Тонга мощность коры достигает 11,2 км. На юге дуги, под хр. Кермадек, она составляет 13,7—18,4 км. Большие мощности коры, так же как 2-го и 3-го слоев, соответствуют меньшим глубинам. Под желобом Кермадек мощность коры составляет всего 2,7—5,6 км. Минимальная мощность коры соответствует меньшей глубине океана. В троге Гавр мощность коры составляет 5,8—9,4 км. Большой глубине океана соответствует большая мощность нижнего слоя и всей земной коры.

Аномальное поле силы тяжести в редукции в свободном воздухе дуги Тонга—Кермадек типично для островодужных систем. В поясе положительных аномалий над хребтами значения максимумов достигают  $120\text{--}160 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Такие абсолютные значения имеют и минимумы силы тяжести над желобом.

Островная дуга отличается очень высокой сейсмичностью. Около половины землетрясений связано здесь, по Л. Сайксу, с глубокими очагами. Новые расчеты положения гипоцентров землетрясений показывают, что кроме землетрясений малой и средней глубины в пределах дуги Тонга—Кермадек отмечается концентрация землетрясений на глубине 300—650 км. Как подчеркивает Л. Сайкс, многие из сильнейших землетрясений на Земле и большинство землетрясений, вызывающих цунами, происходят вдоль внутренних бортов глубоководных желобов.

В островной дуге Тонга—Кермадек, как и в большинстве подобных систем, обрамляющих ложе Тихого океана, глубина очагов землетрясений возрастает по мере удаления от океана. Однако в двух из островных дуг северной части Меланезии—Ново-Гибридной и Южно-Соломоновой с желобами, расположенными со стороны континента, глубины очагов землетрясений увеличиваются в сторону океана. И, таким образом, как отмечает Л. Сайкс, вдоль бортов Южно-Фиджийской котловины располагаются две наклоненные друг к другу поверхности Вадати—Заварицкого—Беньофа (ВЗБ). На еще большем протяжении такое явление, по данным Ж. Дюбуа и др., имеет место вдоль западной и восточной границ Фиджийского плато.

Значительный интерес для понимания природы окраинных морей, а вероятно и для понимания процессов образования любых глубоководных впадин океана, представляет анализ некоторых черт геологического строения внутридуговой впадины Лау, кото-

рый сделал в 1974 г. Дж. Хокинс младший в своей статье «Геология котловины Лау — окраинного моря позади дуги Тонга». Как справедливо полагает Дж. Хокинс, решающей проверкой гипотезы формирования океанической коры окраинных морей за счет внедрения базальтовых магм может стать лишь изучение горных пород, слагающих такую кору. В котловине Лау с ее очень тонким осадочным слоем как раз и представилась такая возможность. Со дна котловины, которая расположена между «андезитовыми» дугами хребтов Тонга и Лау, были извлечены свежие океанические толеиты, аналогичные толеитам срединно-океанических хребтов, что привело к естественному выводу о том, что для котловины Лау, вероятно, были свойственны те же процессы и те же источники материала, которые образуют земную кору срединно-океанических хребтов. По мнению этого исследователя, котловина Лау образовалась не позднее плиоцена и не ранее среднего миоцена за счет растяжения коры между хребтами Лау и Тонга, представлявшими до этого единый хребет. Повышенный тепловой поток котловины, составляющий в среднем около  $85 \text{ мВт/м}^2$ , связывается с продолжающимся подъемом больших масс базальтовой магмы, образующей океаническое дно. Толеитовые же пиллоу-базальты, зеленокаменные породы и дайки габбро, изученные на дне котловины под тонким покровом вулканокластических осадочных образований, напоминают компоненты офиолитовых ассоциаций и при последующих процессах поднятия, складчатости и разломообразования вполне могут превратиться в типичные деформированные и раздробленные офиолиты. Ультраосновные породы, предположительно, залегают глубже.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

### СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ КОТЛОВИНА

Северо-Западная котловина расположена между системой глубоководных желобов и обрамляющих их краевых валов северо-западной части океана на западе, поднятиями Императорских гор на востоке и горной системой Маркус-Неккер на юге и приблизительно ограничена параллелями  $20$  и  $54^\circ$  с. ш. и меридианами  $144$  и  $180^\circ$  в. д. В центральной части котловины выделяется поднятие Шатского, которое с запада, востока и юга обрамлено впадинами Папанина, Исакова, Бейлей и Милуоки, по существу представляющими собой единую сложно построенную подковообразную депрессию.

#### Впадина Папанина

Под этим названием выделяется обширная область Тихого океана, располагающаяся между валом Зенкевича на северо-западе и северной частью поднятия Шатского на юго-востоке. На юго-запад впадина раскрывается в более глубокую впадину Иса-

кова, с северо-востока она ограничена Императорскими горами. Длина впадины около 2500 км, ширина порядка 500 км, средняя глубина 5500—6000 м. Поверхность дна океана в пределах впадины отличается мелкохолмистым рельефом. Крупные холмы и гряды редки и располагаются главным образом на периферии.

Некоторые выводы о строении земной коры юго-западной части впадины можно сделать по данным ГСЗ, выполненным вблизи вала Зенкевича. Общая мощность коры здесь почти такая же, как и в пределах вала, и составляет 8,3—8,5 км [19]. На поверхности мантии с аномально высокой скоростью  $v=9,0$  км/с располагается нижний слой коры с  $v=6,5$  км/с, мощностью 7 км, на нем — второй слой с  $v=5,3$  км/с, мощностью около 1 км. Мощность первого слоя при  $v=2,0$  км/с составляет 0,3—0,5 км. Этот разрез земной коры, видимо, в какой-то мере характеризует и пологий юго-восточный склон вала Зенкевича.

Осадочные отложения впадины Папанина изучены в ее центральной части скв. 303 и 304 (см. рис. 3). Сводный разрез по этим скважинам следующий. На экструзивных базальтах и пиллоу-лавах, кровля которых расположена на глубине 300—330 м от дна (5900—5930 м от уровня моря), залегает стометровая толща цеолитовых глин и нанопланктонных илов с прослоями и включениями кремней. Вероятно, верхняя часть этой толщи мощностью до 10 м соответствует сеноманскому ярусу верхнего мела. Вся остальная часть — это нижний мел, начиная с валанжина. Соответственно абсолютный возраст древнейших осадочных отложений этих скважин по палеонтологическим данным оценивается в  $124 \pm 12$  млн. лет. Выше с глубоким размытием располагается толща пелагических глин верхнего миоцена — плейстоцена, постепенно переходящая вверх по разрезу в диатомово-радиоляриевые илы. Мощность толщи 210—235 м [40].

Базальты второго слоя этого участка представлены толеитами, типичными для глубоководных впадин океанов.

Магнитное поле южной половины впадины Папанина представлено полосовидным чередованием интенсивных (обычно до 1000 нТл) положительных и отрицательных аномалий мезозойского возраста, от М-1 на северо-западе до М-12 на юго-востоке, с четким северо-восточным простираем. Эти аномалии прослеживаются без всяких изменений через Японский желоб. Севернее пролива Фриза четкая линейность аномалий нарушается, снижается их общий уровень, и к северу от широты пролива Буссоль ( $43^\circ$  с. ш.) выделяется зона спокойного магнитного поля, аналогичная такой же зоне к югу от впадины Исакова. По магнитометрическим данным, в пределах всей впадины, за исключением зоны спокойного поля, выделяется система разломов северо-западного простираения, по которым западные блоки сдвинуты к северу [40].

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе изменяются в пределах впадины от  $+40$  до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5].

## Впадина Исакова

Впадина расположена между параллелями 27 и 36° с. ш. и меридианами 144 и 156° в. д., имеет очень сложную конфигурацию и в целом типичное для этого района океана северо-восточное простираение. Приблизительно по широте горы Исакова впадину пересекает вал запад-северо-западного простираения шириной до 85 км, в центре которого расположены две горы, не уступающие по размерам горе Исакова. Вал делит впадину на две части [35]. С запада впадина ограничена краевыми валами Японско-Бонинской системы и прилегающими поднятиями, с востока — поднятием Шатского и отдельными подводными горами на его продолжении, с юга — западной частью системы Маркус-Неккер (рис. 4).

Длина впадины, оконтуриваемой изобатой 6000 м, 950 км, ширина 700 км; средняя глубина океана здесь 6,1 км. Дно океана в пределах впадины — это холмистая равнина, но на которой, однако, выделяется несколько конусовидных горных сооружений высотой до 2000—3000 м. Наиболее высокие горы с абсолютными отметками —1393 и —1342 м располагаются у восточного борта впадины. Это горы Исакова и Макарова.

Земная кора впадины типична для котловин океанов. Ее общая мощность меняется в пределах 4,5—8,5 км. Минимальная мощность (4,5 км) отмечена в центре северной части впадины, у западного края она возрастает до 6,2—6,3 км, а у восточного, вблизи поднятия Шатского, составляет 8,5 км и более. Общее изменение мощности коры происходит за счет уменьшения или увеличения толщины ее нижней части, т. е. третьего (или третьего и четвертого) и в меньшей степени второго слоя [44].

Скважины «Гломара Челленджера» 194—197 дали хотя и ограниченные по площади, но вполне надежные материалы о составе и возрасте осадочных отложений впадины, кроме самой нижней части разреза. Анализ материалов выполнен под руководством Б. Хизена и Я. Мак-Грегора [40].

Наиболее древние из изученных осадочных образований вскрыты скв. 195 и 196 (см. рис. 3). Это известняки, мел, мергели и радиоляриевые аргиллиты неокома с прослоями кремней и порцелланитов общей мощностью до 180 м. По данным сейсмопрофилирования, забой скв. 196 расположен на 300 м выше акустического фундамента. Есть основания предполагать, что нижняя часть разреза, не вскрытая скважиной, представлена верхнеюрскими отложениями [10] — самыми древними из известных в настоящее время осадочных образований ложа Тихого океана. Верхняя часть нижнемеловых отложений в разрезах скважин достоверно не выделяется. Возможно, что к ним относится какая-то часть вышележащих немых бурых цеолитовых глин скв. 196, а в скв. 195 они отсутствуют. Верхний мел впадины Исакова по данным бурения сложен бурыми цеолитовыми глинами с прослоями кремней. Малый вынос керна, литологическое сходство разновозрастных пород и скудность органических остатков не позволяют более или менее

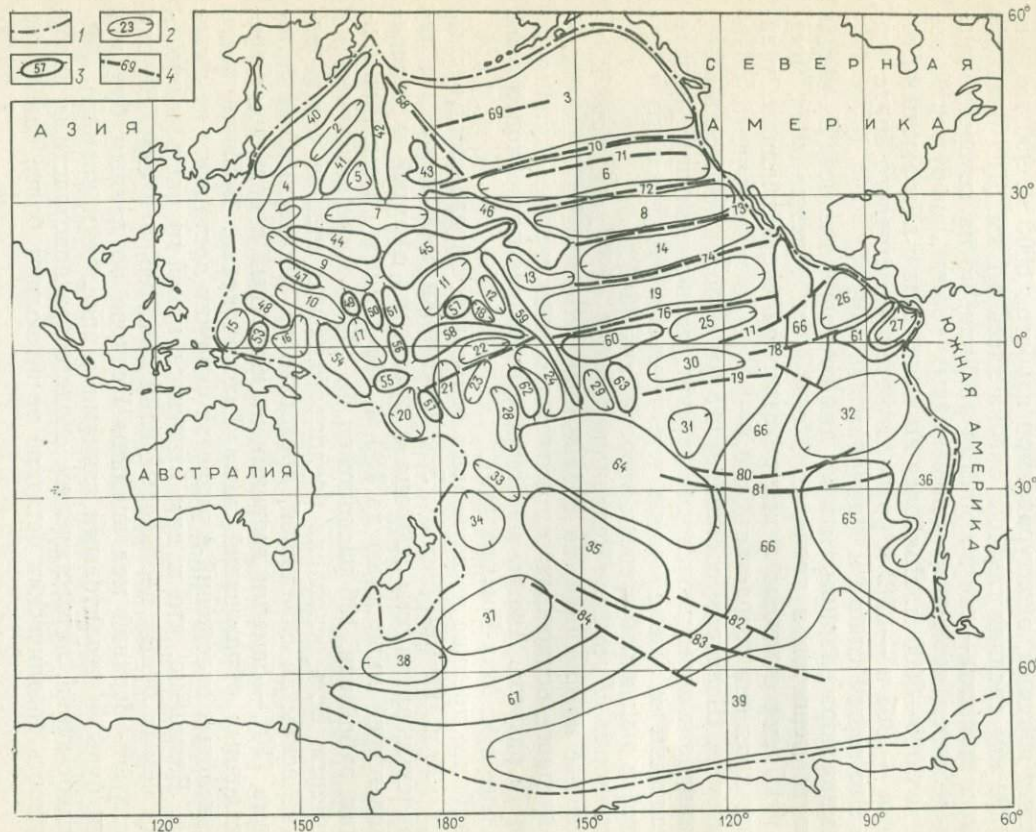


Рис. 4. Схема расположения основных структурных элементов ложа Тихого океана.

1 — граница; 2 — впадины (2—39); 3 — поднятия и своды (40—67); 4 — главные разломы (68—84). Впадины: 2 — Папанина, 3 — Чинук, 4 — Исакова, 5 — Милуоки, 6 — Мендосино-Меррей, 7 — Бейлей, 8 — Меррей-Молокаи, 9 — Минамитори, 10 — Сайпан (Восточно-Марьянская), 11 — Магеллана, 12 — Северная Пальмира, 13 — Южно-Гавайская, 14 — Молокаи-Кларнион, 15 — Западно-Каролинская, 16 — Восточно-Каролинская, 17 — Северо-Меланезийская, 18 — Кэмпбелл, 19 — Кларнион-Клиппертон, 20 — Южно-Меланезийская, 21 — Гарднера, 22 — Нова, 23 — Северная Токелау, 24 — Пенрин, 25 — Клиппертон-Галапагос, 26 — Гватемальская, 27 — Панамская, 28 — Самоанская, 29 — Полинезийская, 30 — Галапагос — Маркизская, 31 — Тики, 32 — Перуанская, 33 — Осборн, 34 — Луисвилл, 35 — Кристенсен, 36 — Чилийская, 37 — Удинцева, 38 — Симпсона, 39 — Беллинсгаузена. Поднятия и своды: 40 — вал Зенкевича (поднятие Хоккайдо), 41 — Шатского, 42 — Северо-Западного хребта (Императорских гор), 43 — Хесса, 44 — Маркус-Уэйк, 45 — Уэйк-Неккер, 46 — Гавайский свод, 47 — Магеллановых гор, 48 — Каролинское, 49 — Эннветок, 50 — Ралик, 51 — Ратак, 52 — Магеллана, 53 — Зауриппик, 54 — Капингамаранги, 55 — Науру, 56 — Гилберта, 57 — Тувалу, 58 — Хауланд, 59 — Лайн, 60 — Гагарина, 61 — Центрально-Американское, 62 — Манихики, 63 — Маркизское, 64 — Полинезийский свод, 65 — Чилийский свод; 66 — Восточно-Тихоокеанское (ВТП), 67 — Южно-Тихоокеанское (ЮТП).

Главные разломы (зоны разломов): 68 — Императорский, 69 — Чинук, 70 — Мендосино, 71 — Пайонир, 72 — Меррей, 73 — Молокаи, 74 — Кларнион, 75 — Нова-Кантон, 76 — Клиппертон, 77 — Сикейрос, 78 — Галапагосский, 79 — Маркизский, 80 — Куирос, 81 — Пасхи, 82 — Менарда, 83 — Элтанин, 84 — Удинцева

точно определить мощность верхнемеловых образований, которая может оцениваться в пределах от 20 до 150 м. Выше, после значительного перерыва, залегают верхнемиоценовые, плиоценовые и плейстоценовые бурые абиссальные глины. Общая мощность кайнозой составляет 100—225 м. Скв. 197 в основании разреза осадочных образований на глубине около 300 м от дна вскрыла базальты. Плохая сохранность и малая мощность вскрытых магматических образований не позволяют пока сделать более подробных выводов о магматических породах впадины Исакова.

В пределах впадины прослеживаются характерные полосовидные аномалии знакопеременного поля с устойчивым северо-восточным простиранием, весьма типичным для Северо-Западной котловины, от М-12 на севере до М-23 на юге. Самой южной части впадины соответствует зона спокойного магнитного поля [41]. В поле силы тяжести впадина характеризуется невысокими значениями аномалий в свободном воздухе, колеблющимися в целом в пределах от  $-40$  до  $+40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5].

Имеющиеся весьма ограниченные данные свидетельствуют о блоковом строении консолидированного основания впадины. Если судить по смещениям осей палеомагнитных аномалий, то здесь наиболее распространены разрывные нарушения север-северо-западного простирания с ясно выраженной сдвиговой составляющей. Конфигурация впадины и контакты блоков с выдержанным простиранием осей магнитных аномалий позволяют предполагать, что существенную роль в развитии впадины играли также разрывные нарушения северо-восточного и в меньшей степени субширотного простираний.

### Впадина Бейлей

Впадина расположена к юго-востоку от поднятия Шатского между 22 и 28° с. ш. и 163 и 176° в. д. (см. рис. 4). Она вытянута на 1500 км в широтном направлении при поперечных размерах порядка 500 км. Рельеф дна этого участка котловины значительно расчленен, о чем свидетельствуют и резко изрезанные границы впадины, и многочисленные холмы и горы. Одна из горных цепей — Гора картографов, которая протягивается в северо-восточном направлении, приблизительно от пересечения меридиана 160° и тропика Рака до южного окончания Северо-Западного хребта, делит впадину на две части. Западная субширотная часть представляет собой по существу систему отдельных мелких впадин глубиной более 6000 м, разделенных, обычно, пологими поднятиями. Восточная часть, несмотря на сильно изрезанный рельеф, представлена единой депрессией восток-северо-восточного простирания, почти полностью оконтуриваемой изобатой 6000 м. Наиболее полный из изученных бурением разрез осадочных отложений пройден ближайшей к впадине скв. 307. Здесь, как отмечают Р. Ларсен, Р. Моберли и другие исследователи, на сильно измененных мелкозернистых толентовых базальтах, переслаивающихся

с гиадокластическими брекчиями, вскрыт нанопланктонный мел с прослоями кремней и известковистых порцелланитов [40]. По довольно редким радиоляриям и нанопланктону возраст этой толщи карбонатных образований определяется в пределах от берриаса до готерива [10]. Ее мощность достигает 140 м. Выше залегают аргиллитоподобные глины баррема с прослоями кремней и порцелланитов мощностью более 35 м. Над ними — пелагические цеолитовые глины, аргиллитоподобные глины, кремни и порцелланиты апт-альба мощностью до 75 м. Еще выше — цеолитовые глины с кремнями сеномана мощностью до 15 м, на которых, после большого стратиграфического перерыва, вскрыта пачка плейстоценовых цеолитовых глин мощностью около 33 м. В изученном разрезе полностью отсутствуют палеоген-неогеновые и почти полностью верхнемеловые отложения. Но описанная скважина расположена примерно в 200 км к северо-западу от изобаты 6000 м, ограничивающей впадину на участке с глубиной океана около 5700 м. Не исключено, что в осевой части впадины, где мощность осадочных образований может оказаться больше, недостающая часть разреза будет представлена этими отложениями.

Данные по разрезу скв. 307 позволяют оценить скорость осадконакопления в течение раннего мела в 0,5—1,0 см/тыс. лет.

Базальты, вскрытые скв. 307 на глубину до 19 м, относятся к классу низкощелочных толеитов и практически ничем не отличаются от экструзивных базальтов срединно-океанических хребтов. Абсолютный возраст базальтов, поднятых в этом районе со дна драгированием, определен Е. А. Кузнецовым по плагноклазам, равным 150—170 млн. лет.

В центральной части впадины по магнитометрическим данным выделяются два разлома северо-восточного простирания, по которым восточные блоки сдвинуты к северу. Аномалии силы тяжести здесь, так же как и в районе впадины Милуоки, очень невелики и изменяются в пределах от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Интенсивные полосовидные магнитные аномалии имеют мезозойский возраст, от М-12 до М-25, и северо-западное простирание и представляют собой западную часть Гавайской системы [40].

### Впадина Милуоки

Впадина Милуоки оконтуривается изобатой 6000 м и расположена к востоку от поднятия Шатского, между параллелями 29 и 36° с. ш. и меридианами 160 и 170° в. д. (см. рис. 4). По форме она близка к треугольнику, длина основания которого составляет около 850 км, а вытянутая по меридиану высота около 750 км. Изучена впадина крайне слабо. Толщина земной коры в южной части ее западного борта, по данным американских и японских исследователей, достигает мощности 6,5—7 км. Она состоит из маломощного (до 0,3 км) осадочного слоя, второго слоя мощностью до 1,5 км и третьего и четвертого слоев общей мощностью 5—5,5 км [29]. Эти данные позволяют считать, что земная кора впа-

дины Милуоки в принципе не отличается от коры ложа океана и, в частности, от сравнительно неплохо изученной коры впадины Исакова.

Измеренные над впадиной аномалии силы тяжести в свободном воздухе очень невелики и изменяются в пределах от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Магнитное поле в южной и юго-восточной частях впадины Милуоки характеризуется полосовидным чередованием интенсивных положительных и отрицательных аномалий мезозойского возраста от М-8 на востоке до М-15 на западе. Эти аномалии представляют собой северную часть Гавайской системы аномалий с типичным для них северо-западным простиранием [38, 41].

### Поднятие Шатского

Поднятие расположено к северо-востоку от впадины Исакова, приблизительно между  $30^{\circ}$ — $38^{\circ}45'$  с. ш. и  $154^{\circ}$ — $164^{\circ}$  в. д. (см. рис. 4). Оно выделено по рельефу дна и соответствует одноименной возвышенности. Поднятие оконтуривается изобатой 5000 м, имеет ясное северо-восточное простирание и вытянуто почти на 1000 км в длину при ширине 300—650 км. Средняя глубина моря в пределах поднятия составляет 4 км, максимальная относительная высота поднятия 4 км. Минимальная глубина океана, отмеченная на поднятии, составляет 1962 м. Поверхность дна в пределах поднятия построена сложно. Здесь ясно выделяются по крайней мере три массива, оконтуриваемых изобатой 4500 м, наиболее изученный из которых южный, хорошо опознаваемый на картах рельефа дна океана по отметке глубины 1962 м, вытянут более чем на 450 км в длину при ширине около 300 км. В северо-восточном направлении от поднятия Шатского в рельефе дна по изобате 5000 м четко прослеживается пологий хребет очень сложной формы. Он вытянут на 650—700 км почти до хр. Императорских гор (до широты  $43^{\circ}45'$ ) и имеет ширину до 50—60 км.

Мощность земной коры на поднятии Шатского в 2—3 раза больше, чем в прилегающих впадинах, и составляет 15—20 км [16, 44]. Это увеличение мощности произошло главным образом за счет второго и особенно третьего и четвертого слоев.

По данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП), толща осадочных отложений поднятия может быть разделена на четыре части. Нижний опаковый слой залегает на слабо расчлененной поверхности базальтов (второго слоя). Выше выделяются нижний прозрачный, опаковый и верхний акустически прозрачный слои [16]. Наибольшие мощности осадочных образований, как отметили в 1982 г. Л. Р. Мерклин, Ю. П. Непрочнов и Л. М. Ханкишиева, развиты в вершинных частях массивов — от 700—800 м на центральном массиве до 1000 м — на южном. Осадочные отложения поднятия Шатского, вскрытые глубоководным океаническим бурением, отличаются преобладанием карбонатных

образований, полнотой стратиграфического разреза и значительной мощностью, достигающей 1000 м. Самые древние из изученных осадочных отложений поднятия, вскрытые скв. 49, 50, 305 и 306, представлены, по данным А. Фишера, Б. Хизена, Р. Ларсена, Р. Моберли и др., нанопланктонными известняками и мелом неокома с прослоями кремней и порцелланитов [40]. В скв. 306 (см. рис. 3) мощность неокома достигает 275 м. Ниже разреза, вскрытого скважиной, можно предполагать развитие верхнеюрских отложений, так как берриас изученного разреза отделен от акустического фундамента интервалом около 80 м. К апту и альбу на поднятии Шатского относится пройденная скв. 305 и 306 толща нанофораминиферовых илов и мела с кремнями и порцелланитами общей мощностью до 140 м. Наиболее полные разрезы верхнего мела мощностью до 285 м приурочены к осевой части южного массива поднятия (скв. 47 и 305), где эти отложения представлены нанопланктонными и нанофораминиферовыми илами и мелом с прослоями кремней. Этими же скважинами пройдены мелоподобные известняки датского яруса, палеоцена, эоцена и олигоцена, которые залегают согласно на аналогичных породах маастрихта [10]. Мощность вскрытых палеогеновых отложений составляет здесь более 80 м. Начиная со среднего эоцена в разрезе отмечается ряд перерывов. Выше пройдены неогеновые карбонатные илы, залегающие с разрывом и начинающиеся маломощной пачкой нижне-среднемиоценовых образований, а в скв. 47 — верхнемиоценовыми илами. Мощность карбонатных илов верхнего миоцена — плейстоцена около 60 м.

В целом, как отмечают В. В. Здоровенин и другие исследователи, для последних 130 млн. лет на поднятии Шатского устанавливается преимущественно карбонатное биогенное осадконакопление выше уровня карбонатной компенсации. Для готерив-альбского времени здесь вычислена скорость седиментации 0,7 см/1000 лет, для палеоцена около 0,4 см, для плиоцен-плейстоцена около 0,8 см. Следует также подчеркнуть, что несмотря на отмеченную полноту стратиграфического разреза даже в наиболее полном разрезе скв. 305 ясно прослеживается преднеогеновый перерыв в осадконакоплении. С удалением от оси поднятия, как подчеркивают Е. Н. Меланхолина и Ю. П. Непрочнов, величина этого перерыва постепенно увеличивается. Кроме того, по данным НСП, установлены значительные современные размывы осадочных отложений в присводовой части поднятия вплоть до нижнего опакового слоя [16]. Ни одна из скважин, пробуренных на поднятии, не дошла до второго слоя, соответствующего здесь акустическому фундаменту [43]. Лишь с помощью драгирования на крутых уступах центральной части возвышенности удалось поднять породы базальтового основания, идентичные по составу базальтам ложа океана [16]. Свежие обломки базальтов были подняты с забоя скв. 50 [40].

В поле силы тяжести поднятие Шатского выделяется слабо положительными аномалиями в свободном воздухе и пониженными

аномалиями Буге [5], в современном магнитном поле — слабыми изометричными аномалиями [38].

Несмотря на ограниченность геолого-геофизических материалов по поднятию Шатского, есть основания сделать вывод о его блоковом строении. Два типа разрывных нарушений были выделены на поднятии по данным эхометрической съемки. Сбросы, ограничивающие поднятие, выражены в виде краевых эскарпов в центральной и южной частях возвышенности. Прослежены также поперечные сбросы северо-восточного простирания, которые делают поднятие на блоки. Эти сбросы, по данным НСП, прослеживаются по акустическому фундаменту. К зонам этих сбросов приурочены магнитные аномалии и повышенные значения теплового потока [16].

### Система поднятий Маркус-Неккер

Эта система поднятий ограничивает с юга впадины Исакова и Бейлей и в целом Северо-Западную котловину Тихого океана (см. рис. 4). Вытянутая в широтном направлении в виде огромной дуги на протяжении около 5,2 тыс. км, от  $145^{\circ}$  в. д. до  $166^{\circ}$  з. д., между  $14$  и  $27^{\circ}$  с. ш., она прослеживается почти от стыка желобов Идзу-Бонинского и Волкано до осевой части Гавайского поднятия. В зарубежной литературе эту систему поднятий часто называют Центрально-Тихоокеанскими горами. Советские исследователи обычно дают такое название лишь восточному звену системы.

Для системы поднятий Маркус-Неккер характерно широкое развитие подводных гор, в том числе плосковершинных гор — гайотов. Общее число гор здесь приближается к 300, гайотов — около 100. Около 100 гор достигают высоты 2—4 тыс. м. По особенностям строения дна океана система поднятий делится на две части — поднятие Маркус-Уэйк на западе и поднятие Уэйк-Неккер на востоке, выраженные в рельефе в виде подводных валов с расположенными на них горными цепями.

Вал Маркус-Уэйк протягивается в виде очень широкого и невысокого поднятия дна от южного окончания Идзу-Бонинской системы на западе до  $170^{\circ}$  в. д. на востоке. Его протяженность составляет около 2200 км, ширина до 650 км. Высота вала обычно составляет 300—400 м. Рельеф поверхности вала резко контрастный. Здесь изучено не менее 80 гор, обычно конической формы, вершины которых располагаются на глубине 1000—3900 м. Две горы образуют поднятые коралловые атоллы. Это остров Маркус на западе, возвышающийся на 23 м над уровнем океана, и несколько более низкий остров Уэйк на востоке. Многие из подводных гор имеют плоские вершины и возможно, что в прошлом, как отмечают Х. Хесс и Р. Дитц, также возвышались над поверхностью океана, а затем, срезанные эрозией, служили основанием для коралловых рифов, подобных островам Маркус и Уэйк. Подводные горы вала Маркус-Уэйк окружены аккумулятивными шлейфами.

Работами Сах. КНИИ ДВНЦ АН СССР было установлено, что вал Маркус-Уэйк состоит из массивов подводных гор, покоящихся на едином цоколе [4]. Массивы разделены узкими трещинами-разломами, в пределах которых глубины океана могут достигать более 6000 м. Если принять скорость распространения сейсмических волн в осадочных образованиях равной 2000 м/с, то мощность первого слоя на большей части Маркус-Уэйк составит 600—1000 м, а в отдельных депрессиях достигнет 1300 м. Верхняя часть осадков представлена на пониженных участках дна глубоководными глинами, а на подводных горах — карбонатными илами с неогеновыми фораминиферами и диатомовыми.

Подводные горы поднятия сложены дифференцированными щелочными базальтоидами с абсолютным возрастом 42—55 млн. лет.

Проведенное в 1975—1976 гг. непрерывное сейсмическое профилирование позволило изучить главные особенности залегания осадочных отложений [4]. Предварительный анализ материалов дает основания для выделения здесь структур трех порядков. В качестве наиболее крупных элементов строения осадочной толщи могут быть выделены межгорные депрессии длиной более 400 км при ширине 100—200 км. Эти депрессии осложняются поднятиями и впадинами второго порядка с широкими субгоризонтальными центральными частями и крутыми крыльями. Наиболее крупные из структур второго порядка имеют размеры в плане 50—170 км при амплитудах 150—1500 м. Структуры третьего порядка — это локальные поднятия, представляющие собой типичные складки, борта которых осложнены разрывными нарушениями. Их поперечные размеры обычно не превышают 10—15 км при амплитудах 150—600 м. Складки, как правило, асимметричны. Амплитуды поднятия уменьшаются от нижней части осадочной толщи к кровле настолько, что часть складок к поверхности дна полностью выполаживается. Встречаются также бескорневые складки, не отражающиеся в строении подстилающих образований.

Для поднятия Маркус-Уэйк характерно слабо отрицательное поле силы тяжести, на фоне которого выделяются небольшие изолированные положительные аномалии, связанные не только с положительными элементами поверхности дна, но и с погребенными возмущающими телами, расположенными ниже осадочной толщи. В целом же величина аномалий гравитационного поля в свободном воздухе близка к нулю, что позволяет говорить об изостатической уравновешенности поднятия.

Спокойное, главным образом положительное, магнитное поле северной части поднятия имеет напряженность 100—200, редко до 350 нТ. В южной части, как указывают Р. Ларсон и У. Питмен, возрастает роль интенсивных отрицательных аномалий, напряженность которых достигает от 550 до 1600 нТл, увеличивается дифференцированность поля, аномалии приобретают четкую ориентировку в северо-западном направлении.

Восточное — пригавайское звено этой системы — поднятие Уэйк-Неккер, или Центрально-Тихоокеанское, выражено в рельефе более четко. По изобате 5000 м оно прослеживается от меридиана 170° з. д. на западе до Гавайских островов на протяжении около 3000 км при ширине от 150—200 км в восточной до 900—950 км в западной части. На западе поднятие выражено в виде широкого вала, несущего несколько хребтов, вытянутых в широтном и северо-восточном направлениях при относительной высоте 3000—4500 м. К востоку этот вал сужается до одной прямолинейной системы хребтов, называемой хр. Неккер. В этой системе собственно хр. Неккер имеет ширину порядка 30 км, крутизну склонов до 22° и относительную высоту над поверхностью вала не менее 3000 м. В пределах вала Уэйк-Неккер также развито большое количество часто плосковершинных одиночных гор, в ряде случаев несущих рифы.

По данным глубинного сейсмического зондирования экспедиции «Мидпасифик», мощность земной коры в западной части поднятия Уэйк-Неккер составляет более 8 км. Осадочный слой был изучен Р. Ларсеном, Р. Моберли, Э. Винтерером и Д. Юингом и другими исследователями в восточной части поднятия в результате бурения скв. 313 и 171 [40]. Скв 313 прошла около 600 м по осадочным мезо-кайнозойским отложениям и вскрыла на забое экструзивные щелочные базальты. Разрез меловых отложений в этой части поднятия резко сокращен. На базальтах залегают нанофораминиферовые известняки, известковистые вулканические алевролиты, песчаники, брекчии и глины кампанского яруса верхнего мела общей мощностью около 195 м. В этой части разреза нередки турбидиты. Над известняками и песчаниками кампана скважина вскрыла нанофораминиферовый мел с прослоями кремней и порцелланитов маастрихтского яруса мощностью более 160 м. Отложения среднего маастрихта после значительного перерыва продолжают нанофораминиферовый мел, а в верхней части — илы палеогена, представленного самыми верхами палеоцена, нижним и средним эоценом и олигоценом. Для нижней части палеогена также характерны прослой кремней. Общая мощность палеогена в скв. 313 около 160 м. Разрез венчается нанофораминиферовыми, нанорадиоляриевыми и цеолитовыми нанопланктонными илами неогена и плейстоцена общей мощностью более 70 м.

В скв. 171, расположенной в 200 км юго-восточнее скв. 313, на гайоте Хорайзн (см. рис. 3) вскрыт почти полный разрез относительно мелководных, преимущественно карбонатных образований верхнего мела. Выше выветрелых пузырчатых базальтов здесь залегает пачка крепких предположительно верхнемеловых известняков, в кровле которой в 120 м от забоя скважины встречена фауна сеноманских планктонных фораминифер, над ней — туффитовые известняки, известковистые вулканогенные песчаники, алевролиты, глины, брекчии с фауной сеномана, турона, коньяка и раннего сантона. В них встречены прослой гиалокластитов и пластовые тела оливиновых базальтов (334—343 м). Разрез верхнего

мела заканчивается нанофораминиферовыми илами и мелом с прослоями кремней кампана и маастрихта. Общая мощность верхнемеловых отложений в скв. 171 достигает 324 м. На верхнемеловых образованиях с глубоким размывом залегает нанопланктонный мел с прослоями кремней среднего эоцена, сменяющийся выше наноилами и мелом верхнего эоцена и олигоцена. Общая мощность палеогена 90 м. Над ним пройдена пачка наноиллов нижнего миоцена, плиоцена и плейстоцена мощностью до 60 м.

Особый интерес в разрезе скв. 171 на гайоте Хорайзн представляют потоки базальтов, встреченные в 135—145 м выше забоя скважины, вблизи кровли сеноманских отложений. Видимые мощности базальтовых тел (керна отбирался с пропусками) изменяются от 0,2 до 1,6 м. Как правило, скважины в океанах бурятся до первых базальтов, и залегающие на них осадочные отложения считаются самыми древними. Пример этой скважины показывает насколько надежны такие выводы.

Состав и абсолютный возраст базальтов поднятия Уэйк-Неккер, полученных в результате отбора донных проб в 43-м и 48-м рейсах и/с «Витязь», изучались в 1975 г. В. В. Матвеенковым и в 1966 г. Е. А. Кузнецовым. Установлено, что подводные горы поднятия сложены двумя комплексами магматических пород: оливиновыми базальтами, абсолютный возраст которых, определенный оптическим методом (по плагноклазам), достигает в восточной части поднятия 100—150 млн. лет, и комплексом более молодых роговообманковых трахиандезитов и авгитовых базальтов, возраст которых по калий-аргону составляет 33(?)—69 млн. лет. Как отмечают В. В. Матвеенков и Н. А. Марова, на самом раннем этапе вулканической деятельности здесь происходили извержения оливиновых базальтов (юра—ранний мел). В конце раннего мела сформировались гайоты. Вулканические постройки, сложенные потоками оливиновых базальтов и их туфов, поднимались и размывались. На следующем этапе вулканизма, вероятно закончившемся 50 млн. лет назад, формировались крупные вулканы, сложенные дифференцированными сериями пород.

### Поднятие Северо-Западного хребта (Императорские горы)

Императорские горы ограничивают с востока большую северную часть Северо-Западной котловины, протягиваясь в север-северо-западном направлении от 30° с. ш. на юге до 53° с. ш. на севере (см. рис. 4). Западный край южного окончания гор расположен у 172° в. д., северного окончания вблизи 164° в. д. Это одно из самых крупных линейных поднятий в Тихом океане. Его протяженность по цепочке подводных гор, оконтуриваемых изоботой 5000 м, составляет около 3000 км при ширине 150—250 км. Здесь на едином цоколе возвышается более сорока вулканических гор, высота которых над дном океана достигает 4,5—5 км. Среди них — двенадцать гайотов. Именно гайотами представлены самые высокие горы. По размерам в плане горы близки вулканам суши,

например Камчатки. Основания гор достигают от 10 до 85 км в ширину и от 35 до 170 м в длину [40].

Строение земной коры Северо-Западного хребта, кроме самой верхней части, пройденной скважинами, пока изучено слабо, лишь на одном пересечении в южной части поднятия, вблизи широты 37° (к югу от скв. 430, гора Оджин). Здесь общая мощность коры составляет 10,3—6,7 км, а максимальная мощность осадочных образований — более 0,7 км [44].

Наиболее полный разрез осадочных отложений Северо-Западного хребта пройден скв. 192 на возвышенности Обручева (гайот Мейджи), в крайней северо-западной части горной системы (см. рис. 3). Как отмечают Д. Шолл, Д. Кригер и др., на глубине 1043 м от дна (4043 м от поверхности океана) над щелочными пироксен-плагноклазовыми базальтами второго слоя скважина вскрыла пласт известняка нижнего — среднего маастрихта мощностью около 1 м [40]. На нем несогласно залегают пачка эоцен-нижнеолигоценовых глин, алевролитов и песчаников мощностью более 100 м, еще выше — аргиллитоподобные глины, диатомовые глины и диатомиты миоцен-плиоцена и плейстоцена общей мощностью до 940 м. С глубины около 110 м (средний плиоцен) в этой толще часто встречаются прослойки вулканического пепла и включения гальки диаметром до 4 см со следами ледниковой эрозии.

Очень своеобразный разрез осадочных отложений вскрыла группа скважин, объединяемых под одним номером 433, на гайоте Суйко, в 1000 км к юг-юго-востоку от скв. 192. По данным Э. Джексона, И. Коизуми и других исследователей, в основании разреза, на глубине 178—182 м от дна и 2039—2043 м от поверхности океана, одна из скважин прошла расположенные между двумя потоками щелочных базальтов рифовые пески, состоящие на 70 % из обломков раковин и кораллов и на 30 % из пирокластического материала и кварца [40]. Мощность верхнего тела базальта оценивается в 10 м. Выше, в интервале 52—164 м, после пропуска в отборе керна и предполагаемого стратиграфического перерыва скважины вскрыли рифовые пески и песчаные алевролиты позднего и среднего палеоцена с прослоями калькаренита и включениями водорослевых конкреций общей мощностью более 110 м; над ними — полуметровый слой нижнемиоценовых песчаного туфоалевролита и кремнистого ила; еще выше, после значительного перерыва в осадконакоплении, — девятиметровую пачку нижнемиоценовых карбонатных илов и мела, на которой залегают верхнемиоцен-нижнеплиоценовые карбонатно-кремнистые наноилы мощностью 25—30 м. Над ними после перерыва скважины вскрыли пачку верхнеплиоценовых песчаных диатомовых наноилов мощностью 13 м. Разрез венчает полутораметровый слой верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового фораминиферового наноила, который залегает на подстилающих образованиях со стратиграфическим перерывом.

Расположенная в 300 км южнее, на горе Йомей, скв. 431 не дошла до фундамента и была остановлена на глубине 17 м

(1721 м от поверхности океана) в цеолитовых известковистых песках и алевритах среднего эоцена. Еще в 100 км южнее, на горе Нинтоку, были пробурены две скважины из одного ствола, объединенные одним номером 432. В основании изученного разреза осадочных образований над базальтами второго слоя, на глубине 36—42 м от дна, в 1346—1352 м от поверхности океана скв. 432А вскрыла чередование вулканических песчаников и конгломератов с маломощным пластовым телом базальта [40]. В нижнем пласте песчаника мощностью 0,4 м установлена обильная фауна фораминифер от позднепалеоценового до раннеэоценового возраста. Песчаник содержит в разных своих частях от 20 до 65 % пирокластички, от 30 до 75 % биогенного карбонатного детрита и около 5 % кальцитового цемента; среди карбонатного детрита — обломки скелетов водорослей, гастропод, фораминифер и кораллов. Выше лежащий конгломерат мощностью 0,25—0,35 м состоит из угловатых и окатанных обломков вулканитов (60—65 %), обломков коралловых водорослей раковин (30—35 %) и кремнистых пород (5 %). Размер обломков от 1—2 мм до 2 см. Конгломерат крепко сцементирован кальцитовым цементом. Отделенный от конгломерата магматической породой (0,25 м) вулканический песчаник видимой мощностью 0,15 м состоит из зерен базальтов и красных выветрелых вулканитов (70 %), кварца (5 %), полевого шпата (5 %) и оливина. Песчаник хорошо отсортирован и сцементирован кальцитовым цементом (20 %). Выше керн в скв. 432А не извлекался. Верхняя часть осадочного разреза в интервале 0—6 м от дна моря была вскрыта скв. 432. Она представлена расположенными в основании двумя маломощными слоями песчаника (0,1 и 0,5 м), разделенными известковистым песчаным илом и залегающим выше фораминиферовым илом с обломками вулканитов, карбонатов и кварца.

Возраст песчаника и известковистого песчаного ила оценивается в интервале от позднего палеоцена до раннего эоцена. Изучение микрофауны приводит к выводу о существовании здесь значительного перерыва в осадконакоплении, продолжавшегося от среднего эоцена до плиоцена. Верхняя часть разреза представлена четвертичными отложениями.

В 450 км южнее, на горе Оджин, пробурена скв. 430 (430А). На глубине 57 м от дна и в 1536 м от уровня моря на гавайитах второго слоя скважина вскрыла двухметровую пачку пелит-алевритовых вулканогенных песчаников с прослоями и линзами пепла, известковистого песчаника и песчаного алеврита [40]. В целом обломочная часть разреза этой пачки состоит на 50 % из вулканического стекла и на 25 % из глины и содержит 15 % карбонатного детрита, 10 % полевых шпатов и примесь тяжелых минералов и кварца. Возраст этой части разреза установить не удалось. Выше, в интервале 0—48 м, скважина прошла карбонатные илы, пески и известковистые песчаники с фауной фораминифер позднепалеоценового — среднеэоценового возраста. Главная составная часть обломочного материала в песках — карбонатный детрит. В нижней

части интервала отмечена значительная примесь кварца и вулканического стекла. В соседних скважинах (430, 430В) были вскрыты четвертичные карбонатные и вулканогенные илы и алевроитистые пески.

В 400 км юг-юго-восточнее, на гайоте Коко, скв. 308 до глубины 68 м (1400 м от уровня моря) прошла толщу биогенно-вулканоогенных песчаников и алевроитов с обильной фауной фораминифер раннеэоценового возраста. Лишь полуметровый слой пепла с позднечетвертичными кокколитами отделяет эту толщу от поверхности дна [40]. Песчаники состоят из хорошо окатанных обломков вулканических пород и обломков раковин и кораллов, сцементированных кальцитом. Таким же по составу обломочным материалом сложены и алевроиты.

Физические свойства осадочных пород, измеренные по керну скважин, меняются в довольно широких пределах. Скорость упругих волн составляет, км/с: 1,5—2,2 в илах, глинах и диатомитах возвышенности Обручева (0—940 м), 1,7—2 в известковистых илах и песках горы Оджин (0—48 м), 1,8—1,9 в рифовых песках горы Суйко (0—157 м) до 2,9—3,2 в слоях пепла горы Оджин (57—59,3 м), 3—3,6 в мелу и известковистых аргиллитоподобных глинах возвышенности Обручева (940—1040 м) и 4,7 в известняке у подошвы осадочных образований горы Суйко. Плотности этих же пород меняются в пределах 1,7—2,54 г/см<sup>3</sup>. При этом скорость 3 км/с примерно соответствует плотности 2,2 г/см<sup>3</sup> (скв. 430).

Магматические образования второго слоя на поднятии Северо-Западного хребта изучены по разрезам четырех скважин (с севера на юг): 192, 433, 432 и 430, расположенных соответственно на гайотах Мейджи, Суйко, Нинтоку и Оджин. На забое скв. 192, в интервале 1044—1057 м, т. е. с глубины около 4058 м ниже уровня моря, была пройдена пачка пироксен-плагиоклазовых щелочных базальтов, состоящая из шести потоков. Самый мощный, второй сверху, поток имеет толщину около 8,5 м. Строение базальтовых тел и их поверхностей свидетельствует о том, что это экструзивные субаквальные образования. В скв. 433 на глубине от 163 до 550 м ниже дна, т. е. в 2025—2412 м от уровня моря, вскрыта толща базальтов, состоящая из 96 потоков. Три самых верхних потока представлены щелочными базальтами, восемь следующих — пикрит-базальтами, три потока под ними — переходными разностями от толеитовых к щелочным базальтам, а все подстилающие — толеитами. Мощность большей части потоков не превышает 2 м, но отдельные тела базальтов достигают толщины 18—20 м. Три лавовых потока щелочных базальтов, совершенно аналогичных тем, которыми сложены вулканы Гавайских островов, пройдены скв. 432 в интервале 42—74 м, на глубине 1352—1384 м от уровня моря. Нижний из этих потоков (55—74 м) в отдельных своих частях представлен переходными разностями от щелочных базальтов до гавайитов. Над его кровлей скважина прошла 0,1 м красной суглинистой почвы. Из пяти лавовых потоков скв. 430, на

глубине 59—118 м под дном океана (1540—1600 м ниже уровня моря), верхние четыре — типичные гавайиты и только нижний поток представлен толеитами [40].

Измеренные на образцах физические свойства базальтов несколько отличаются от тех, которые были получены для второго слоя по данным сейсмометрических работ на пересечении к югу от скв. 430 (см. выше). Скорость продольных волн (км/с) меняется в пределах 4,4—5,1 на возвышенности Обручева (скв. 192), 2,4—6,3 на горе Суйко (скв. 433), 4,3—5,7 на горе Нинтоку (скв. 432) и 4,5—5,8 на горе Оджин (скв. 430). Плотность базальтов по данным измерений на образцах этих же скважин меняется от 2,3 до 2,9 г/см<sup>3</sup>. Лишь в разрезе скв. 433, где было изучено наибольшее количество образцов, эти пределы расширяются до 1,89—2,96 г/см<sup>3</sup>. Но и здесь многочисленные анализы образцов базальтов, поднятых с глубины более 350 м под дном океана, дают плотность не менее 2,3—2,4 г/см<sup>3</sup>.

Максимальный абсолютный возраст базальтов Императорских гор изменяется в пределах от  $61,9 \pm 5,0$  млн. лет на возвышенности Обручева,  $64,7 \pm 1,1$  млн. лет на горе Суйко,  $56,2 \pm 0,6$  млн. лет на горе Нинтоку,  $55,2 \pm 0,7$  млн. лет на горе Оджин и 48,1 млн. лет на горе Коко, т. е. уменьшается с севера на юг. По залеганию под маастрихтом возраст базальтов возвышенности Обручева должен быть порядка 68—72 млн. лет, что, вероятно, более верно, чем приведенные выше определения, сделанные калий-аргоновым методом [40].

В поле силы тяжести поднятие Северо-Западного хребта выражено цепью положительных аномалий в свободном воздухе с интенсивностью от  $40—80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> на возвышенности Обручева до  $200—250 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> на гайоте Коко и  $300—330 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> — на гайотах Нинтоку и Суйко. Магнитное поле, изученное в средней части поднятия, от гайота Суйко на севере до горы Оджин на юге характеризуется высокоградиентными знакопеременными аномалиями от —600 до +1000 нТл [40].

Некоторые материалы, позволяющие судить об условиях залегания осадочных образований поднятия Северо-Западного хребта, были получены сейсмометрическими работами в рейсах «Гломара Челленджера» и научно-исследовательских судов «С. П. Ли», «Хакухо Мару» и «Кана Кеоки». Складчатые и разрывные дислокации видны на профилях, пересекающих гайоты Суйко, Иомей, Нинтоку, Джингу и Коко. На горе Суйко, в районе скв. 433, хорошо выделяются антиклинали облекания, жесткие цоколи которых разбиты сбросами, небольшие приразломные складки, грабены, заполненные осадочными отложениями, системы ступенчатых сбросов на северном склоне гайота. Не менее четкие сбросы и грабены видны на сейсмических профилях, пересекающих гору Коко, прослежены на северо-восточном склоне горы Иомей; ряд сбросовых ступеней выделяется на юго-восточном склоне горы Нинтоку и северо-западном склоне горы Джингу. Амплитуды отмеченных дислокаций обычно не превышают первых сотен метров.

Две системы разрывных нарушений могут быть предположительно выделены на Императорских горах на основе анализа форм рельефа дна, физических полей и вулканизма. Одна из них представлена разломами север-северо-западного простирания, развитие которых способствовало созданию здесь зоны высокой проницаемости земной коры для глубинных расплавов, другая — это сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного простирания, выделяющиеся к северу от гайотов Суйко, Иомей и Джингу. Свидетельством последних этапов сжатия может в какой-то мере служить приразломная складчатость.

### Вал Зенкевича (поднятие Хоккайдо)

Поднятие протягивается в северо-восточном направлении между 41 и 51° с. ш. и 146 и 162° в. д., отделяя Северо-Западную котловину от Курило-Камчатского и Японского желобов (см. рис. 4). Его максимальные размеры по изобате 5500 м, более 2500 км в длину и более 400 км в ширину. На общем цоколе вала выделяется цепь поднятий, ограниченных изобатой 5000 м, которая достигает более 1000 км в длину и более 300 км в ширину. Именно эту цепь поднятий большинство исследователей и называет валом Зенкевича или поднятием Хоккайдо, ограничивая их на севере 48° с. ш., на юге широтой стыка Курило-Камчатского и Японского желобов и выделяя южнее самостоятельный краевой вал вдоль Японского желоба. Недостаточная изученность западной окраины Северо-Западной котловины не позволяет пока решить, что вернее. Поэтому ниже вал Зенкевича будет рассматриваться в более распространенном понимании.

Это широкое пологое поднятие возвышается над ложем океана на 200—400 м, а в районе Средних Курил на 1000—1500 м и отличается крупнохолмистым и крупноглыбовым рельефом. Высота отдельных холмов и выступов достигает здесь, обычно, первых сотен метров, ширина у основания 3—5 км. На юго-востоке вал плавно переходит в ложе океана [2].

Мощность земной коры вала Зенкевича оценивается в 7—8 км. Выше поверхности Мохоровичича с аномальной, резко меняющейся граничной скоростью  $V=7,8-8,7$  км/с, по данным А. Ф. Попова и К. К. Сергеева, выделяется нижний слой коры с  $V=6,7-7,2$  км/с, мощностью до 6—7 км. Прямо над ним прослеживается первый, или осадочный, слой мощностью 0,3—0,8 км.

Строение верхней части земной коры вала Зенкевича изучалось с помощью непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и драгирования. Для интерпретации полученных материалов использовались данные бурения по ближайшим глубоководным скважинам «Гломара Челленджера». В пределах вала и океанического склона Курило-Камчатского желоба выделяются два комплекса осадочных отложений и подстилающие их магматические образования. Нижняя часть осадочного разреза, мощность

которой при  $V=2,8-3,0$  км/с составляет 0,2—0,3 км, предположительно представлена меловыми кремнисто-глинистыми отложениями [1]. Выше залегают нелигифицированные неогеновые и плейстоценовые глинистые отложения. При  $V=1,96$  км/с их мощность составляет 350—550 м. Над отдельными поднятиями фундамента мощность неоген-четвертичных отложений резко сокращается до полного их выклинивания. Верхняя часть этой толщи мощностью более 70 м пройдена скв. 193, которая вскрыла четвертичные диатомовые алевритовые глины и диатомовые илы с прослоями и линзами темного вулканического пепла и включениями эрратических валунов. Большая часть разреза осадочных отложений пройдена скв. 436, расположенной на валу, обрамляющем Японский желоб, в 130—140 км южнее окончания вала Зенкевича, если этим окончанием считать гору Сметанина с отм. —1916 м (см. рис. 4). С забоя скважины, в 380—400 м от дна, 5620—5640 м от уровня моря, по данным М. Лангсета, Х. Окады и др., подняты обломки кремней и порцелланитов с радиоляриевыми альб-сеноманского возраста [40]. Над ними скважина прошла пачку пелагических, в том числе цеолитовых глин мощностью около 20 м, условно относимых к палеогену, выше — 10 м радиоляриевых глин и около 40 м диатомовых глин с примесью витрокластического материала и фауной среднего миоцена. Разрез венчает толща алевритистых диатомовых глин с примесью витрокластики и диатомовых витрокластических туфов верхнемиоцен-плейстоценового возраста мощностью более 310 м. Для плиоцен-плейстоценовой части разреза типичны прослойки вулканического пепла мощностью 1—10 см. На глубине 360—380 м встречены железо-марганцевые конкреции. Скорость осадконакопления, которая в миоцене составляла лишь 0,8 см/1000 лет, постепенно возрастала и в плейстоцене достигла 7 см/1000 лет.

С помощью драгирования удалось изучить состав магматических пород нижнего слоя коры вала Зенкевича, представленных покровами плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов. Характерные для подводных излияний сильные вторичные изменения не позволили достаточно надежно установить абсолютный возраст базальтов. Максимальные значения, полученные калий-аргоновым методом в лаборатории СВ КНИИ, составляют 83—87 млн. лет. Абсолютный возраст базальтов горы Такуе-Дайти в юго-западной части вала, по данным японских исследователей, составляет 52,8—80,1 млн. лет, по данным Б. И. Васильева, 75,0—106,5(?) млн. лет. Вместе с базальтами при драгировании были подняты диабазы и долериты, очевидно, образующие небольшие секущие тела, а также обломки и глыбы гранодиоритов и гранитов размером 5—35 см. Появление на поднятии глыб пород кислого и среднего состава может быть связано с ледовым разносом. Но не исключается и присутствие таких пород в виде ксенолитов в базальтах. Абсолютный возраст гранитов и гранодиоритов, по Б. И. Васильеву, составляет 103 млн. лет. С горы Рефу-Дайн были

подняты глыбы биотитовых дацитов с абсолютным возрастом 21,8 млн. лет (поздний олигоцен).

К более категорическим выводам о строении консолидированной части земной коры вала Зенкевича пришел В. Д. Хомяков, выполнивший три станции драгирования в 21-м рейсе и/с «Пегас». На двух станциях им были подняты две ассоциации магматических пород. Первая включает калиевые граниты, гранодиориты, кислые эффузивы и зеленосланцевые метаморфические породы. Абсолютный возраст гранитов по калий-аргону около 100 млн. лет. Вторая ассоциация представлена породами офиолитового комплекса: ультрабазитами, габбро и базальтами. Абсолютный возраст толеитовых базальтов 32,6—80,1 млн. лет. Однородность и угловая форма обломков привели В. Д. Хомякова к выводу о принадлежности обеих ассоциаций к породам фундамента, о том, что в состав консолидированной коры вала Зенкевича входит и «гранитно-метаморфический слой».

В поле силы тяжести вал Зенкевича выделяется положительными аномалиями в свободном воздухе, которые между 42 и 43° в. д. достигают  $50 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Дефицит мощности земной коры в средней части вала Зенкевича достигает 2 км. Равновесие может быть достигнуто только в результате погружения этого участка на 400—600 м [3]. В магнитном поле вала Зенкевича, как отмечает Е. В. Кочергин, выделяются две продольные положительные линейные аномалии, разделенные интенсивным минимумом, с перепадами более 1000 нТл. Верхние кромки магнитоактивных тел расположены на глубине 5—7 км, нижние 10—14 км.

Имеющиеся материалы позволяют выделить в пределах вала Зенкевича несколько типов разрывных нарушений. Можно предполагать, что интенсивные магнитные аномалии вала прямо связаны с магнитоактивными породами, внедрившимися по продольным глубинным разломам. Многие исследователи отмечают здесь широкое развитие продольных сбросов и сбросо-сдвигов с амплитудами от 100—150 до 1500 м и более, образующих в пределах вала системы грабенов и горстов. Сбросы, обычно, пересекают всю осадочную толщу и входят своими корнями в третий слой [1, 21]. По системе ступенчатых сбросов северо-западный склон вала погружается в сторону Курило-Камчатского желоба. Широко развиты здесь и поперечные разрывные нарушения, прослеживающиеся на продольных профилях МОВ ОГТ. На сейсмических профилях, отработанных вдоль вала, удалось проследить четкую отражающую границу, соответствующую поверхности Мохоровичича. При этом выяснилось, что кровля мантии построена значительно сложнее, чем вышележащие образования. Большая часть сбросов, секущих эту поверхность, как отмечают Б. А. Бондаренко и др., не прослеживается в земной коре. Значительная часть элементов строения поверхности Мохоровичича не находит никакого отражения в структуре третьего слоя.

Большой интерес представляет система разрывных нарушений, выделенных Ю. В. Тулиной на северо-западном склоне вала Зен-

кевича. В полосе шириной около 40 км прослежено пять плоскостей продольных разрывов, падающих на юго-восток в сторону ложа Северо-Западной котловины под углами от 3 до 5°.

### Основные этапы развития Северо-Западной котловины

Анализ разрезов скважин, геологического строения и соотношения основных структурных элементов дает основания для некоторых выводов об истории развития региона.

Вероятно, можно говорить о трех неравных этапах развития этой части Тихого океана: позднеюрском, позднемезозойском и кайнозойском. Для утверждения о том, что и в доюрское время здесь существовала океаническая котловина, более или менее надежных данных не существует.

В определенной мере на предположениях и догадках строятся наши представления и о позднеюрском этапе развития Северо-Западной котловины, начавшемся с образования обширных покровов базальтов. Категорические выводы о развитии здесь верхнеюрских отложений, вскрытых скв. 49, 50 и 306 на поднятии Шатского и скв. 195—197 к западу и юго-западу и 307 к юго-востоку от него, вероятно, следует считать преждевременными. Можно лишь предполагать, что ниже забоев скв. 196 и 306 до располагающейся на 100—300 м глубже поверхности акустического фундамента разрез сложен верхнеюрскими образованиями. В пользу такого предположения свидетельствует и состав нанопланктона нижней части разрезов скв. 306 и 307, допускающий титонский возраст отложений. Если это предположение верно, то позднеюрская эпоха была для Северо-Западной котловины временем начала погружения, первые фазы которого сопровождалась излияниями толеитовых базальтов. Интересно, что в погружение этого этапа, по-видимому, был втянут и участок земной коры, которому сейчас соответствует поднятие Шатского. Вывод подтверждается одинаковым фациальным составом самых древних отложений поднятия Шатского и обрамляющих впадин. В обоих случаях это известняки и мел, свидетельствующие об относительно небольшой глубине бассейна седиментации. Отсутствие среди фауны нижней части разреза планктонных фораминифер позволяет говорить о том, что осадконакопление происходило, вероятнее всего, в полузамкнутом водоеме. И, таким образом, можно прийти к выводу, что в течение большей части этого этапа развития Северо-Западной котловины представляла собой относительно неглубокий полузамкнутый бассейн, в котором происходило накопление карбонатных осадков.

Первая половина позднемезозойского этапа характеризуется продолжением погружения и интенсивного растяжения земной коры котловины, отмеченного образованием дайкового комплекса. Вывод о развитии на этом этапе дайкового комплекса, появление которого отмечается уже в самом начале погружения котловины, можно сделать из анализа линейных магнитных аномалий, вероятно, как указывает Е. А. Назарова, в значительной мере связанных

с особенностями строения этого комплекса. О продолжении погружения свидетельствует в целом непрекращающееся осадконакопление. Важно также отметить, что в течение последней трети нижнемеловой эпохи это погружение было некомпенсированным, т. е. шло с увеличением глубины бассейна седиментации. В пользу такого вывода можно привести факты находок обильных планктонных фораминифер в карбонатных отложениях поднятий Шатского и еще более убедительное изменение литологии осадков обрамляющих впадин.

Для апта и альба депрессий Северо-Западной котловины характерны глубоководные бурые цеолитовые глины. Сравнение аптальбских и верхнемеловых отложений различных частей котловины позволяет говорить о том, что в это время развивались дифференцированные движения наиболее крупных структур, выделились относительно поднятые, отстающие в погружении, блоки, примером которых может служить поднятие Шатского с продолжавшимся карбонатным осадконакоплением, и относительно быстро погружавшиеся участки с накоплением глубоководных пелагических глин, соответствующие современным абиссальным равнинам и впадинам.

Можно предполагать, что вторая половина позднемезозойского этапа и его окончание были отмечены тектонической активизацией, продолжающимся развитием разнонаправленных движений блоков, перестройками рельефа поверхности дна. Именно с этими изменениями в рельефе дна, очевидно, связаны глубокие размывы верхнемеловых отложений к северо-западу от поднятия Шатского (впадина Папанина, скв. 303 и 304) и на северном борту впадины Бейлей, к юго-востоку от поднятия. Вторая половина и окончание позднемезозойского этапа характеризуются и дифференцированными движениями обрамляющих поднятий. Перерывом в осадконакоплении, продолжавшимся в течение всей позднемеловой эпохи, отмечена история седиментации в южной части вала Зенкевича. С окончанием позднемезозойского этапа связаны вулканизм и начало ступенчатого погружения с севера на юг поднятия Императорских гор.

Анализ истории развития Северо-Западной котловины в кайнозое осложняется значительными колебаниями уровня океана, связанными с изменениями климата и оледенениями. На большей части котловины этот этап начался с длительного перерыва в осадконакоплении. Лишь на участке поднятия Шатского продолжалась почти непрерывная карбонатная седиментация, однако нарушаемая и здесь выпадениями отдельных пачек из разреза среднего и верхнего эоцена и олигоцена. Севернее и западнее поднятия Шатского на различных горизонтах верхнемеловых образований залегают глубоководные илы и абиссальные глины верхнего миоцена, а юго-восточнее поднятия даже плейстоцена (скв. 307). Значительные перерывы и размывы отмечены в разрезах кайнозоя поднятий, окружающих котловину. Здесь, как правило, отсутствует

палеоцен, четко фиксируется преднеогеновый перерыв, продолжавшийся на некоторых участках до плиоцена (гора Нинтоку) и даже до плейстоцена (гора Коко).

Рассмотренные перерывы в осадконакоплении несомненно свидетельствуют об активизации движений. Если судить по условиям залегания, это были, вероятнее всего, относительные воздымания блоков. Однако эти относительные восходящие смещения не доходили до выведения участков дна из под уровня океана и приводили лишь к значительному усилению придонных течений [18]. Осадочные отложения поднятия Шатского, образовавшиеся в течение перерывов в осадконакоплении на смежных площадях дна, не несут следов увеличения притока терригенного материала, которое неизбежно должно было бы произойти при появлении источников сноса. И уже с позднего миоцена началось интенсивное погружение впадин Северо-Западной котловины, отмеченное накоплением глубоководных радиоляриево-диатомовых илов и бурых глин. По-видимому, только во впадине Бейлей это погружение началось лишь в плейстоцене.

Таким образом, формирование современного структурного плана Северо-Западной котловины, начавшееся в позднем миоцене, продолжалось с неослабевающей интенсивностью движений до плейстоцена и, по-видимому, еще не закончилось.

В пределах Северо-Западной котловины можно с определенной степенью условности выделить три типа поднятий. Первый тип представлен валом Зенкевича. Его возникновение и строение не имеют прямой связи с образованием вулканов. Ко второму типу относятся поднятия Северо-Западного хребта и системы Маркус-Неккер. Современный облик этих поднятий прямо связан с формированием вулканических гор. К третьему типу поднятий должно быть отнесено поднятие Шатского, вулканическая природа которого не доказана, но вполне может предполагаться по данным его глубинного строения.

Интересно рассмотреть некоторые особенности развития относительно хорошо изученного поднятия Северо-Западного хребта — Императорских гор. История развития поднятия может быть восстановлена по материалам бурения. Излияния базальтов, возраст которых с севера на юг уменьшается от позднемиоценовых до раннепалеогеновых, по-видимому, происходили, за исключением пиллоулав горы Мейджи, в субаральных или во всяком случае мелководных условиях. Об этом вполне определенно свидетельствуют внешний облик базальтовых лав, их высокая пористость, следы красноцветного выветривания, остатки латеритных почв. В пользу такого вывода — и состав самых древних из изученных осадочных образований большей части поднятия, кроме его северного окончания. Это обычно вулканические и рифовые пески и песчаники, реже конгломераты, часто с примесью зерен кварца, включениями гальки базальтов, мелководные известняки и известковистые песчаники, отмечающие рифовый период лагунного осадконакопления

(гора Суйко), или эпоху седиментации в мелководном ограниченном бассейне. После перерыва в осадконакоплении в начале — в первой половине палеоцена и последовавшего за ним погружения произошло новое воздымание, отмеченное новым перерывом в осадконакоплении, продолжавшемся на горе Суйко до раннего миоцена. Южнее, на гайотах Нинтоку, Оджин и Коко, этот перерыв после погружения в эоцен продолжался до плиоцена и даже до плейстоцена. Еще более важным в изменении процесса седиментации на горе Суйко был перерыв в осадконакоплении между ранним и поздним миоценом, связанный с тектонической активизацией поднятия. После этого перерыва неустойчивая седиментация более ранних эпох, проходившая в условиях небольшого грабена, сменилась стабильным пелагическим осадконакоплением с постепенным увеличением глубины бассейна. Новое скачкообразное изменение условий в сторону еще более типичной современной пелагиали произошло здесь после перерыва в раннем плиоцене [40].

Рассмотренные изменения условий седиментации отразились и на скорости отложения осадков. Высокая скорость осадконакопления, достигавшая на горе Суйко в палеоцене 1,85 см в тысячу лет, сменилась в миоцен-плиоцене умеренной — 0,41 см/1000 лет, а в плейстоцене в условиях современной пелагиали сократилась до 0,05 см/1000 лет.

Северная часть поднятия развивалась несколько иначе. После излияния домастрихтских пиллоу-лав осадконакопление на горе Мейджи происходило в относительно глубоководных условиях пелагиали. Литологический состав верхнемеловых и палеогеновых отложений, микрофауна и флора свидетельствуют о том, что глубина бассейна седиментации была в это время близка к уровню карбонатной компенсации. Вероятно, именно высокая карбонатность обеспечила относительно большую скорость седиментации, достигающую 0,4—0,9 см/1000 лет или приблизительно 0,6—2,0 см/1000 лет неуплотненных осадков. Резкое увеличение скорости осадконакопления произошло здесь в конце раннего миоцена. 80 % осадочных отложений, которыми покрыта плоская вершина гайота Мейджи, образовалось именно начиная с этого времени, около 16 млн. лет назад. Как отмечает Ли, глины этого разреза при уплотнении стали тоньше по крайней мере вдвое, в то время как диатомовые илы, содержащие 15—40 % пирокластического или терригенного материала, уплотнились намного меньше. Скорость седиментации в средне-позднемиоценовое время повысилась до 3,9 см/1000 лет для уплотненных или 5,5—6 см/1000 лет для неуплотненных осадков, а в позднемиоцен-раннеплиоценовое время достигла 8,2 см/1000 лет уплотненных и 10 см/1000 лет неуплотненных осадков. Эта скорость осадконакопления значительно выше, чем средняя скорость плейстоценовой седиментации на всей пелагиали северо-западной части Тихого океана, едва достигающая 2,2 см/1000 лет [40]. В течение последних 3 млн. лет в позднеплиоценовое и плейстоцен-голоценовое время скорость осадко-

накопления на горе Мейджи снизилась до 4,7 см/1000 лет уплотненных осадков. Высокие скорости среднемиоценового и более позднего осадконакопления здесь, вероятно, связаны главным образом с близостью источников сноса Камчатки.

Большая мощность пелагических глин неогена этого района свидетельствует в пользу стационарного положения гайота Мейджи, во всяком случае в течение всего периода седиментации, что никак не согласуется с плитовой моделью строения северо-западной части Тихого океана. Соответственно для поднятия Северо-Западного хребта не может быть принята и гипотеза горячей точки, над которой, якобы, проходили вместе с литосферной плитой двигавшиеся с юго-востока участки земной коры. Доказанные бурением тепловодные условия осадконакопления в этом районе в палеогене ничего не меняют. Дело в том, что изучение древних флор побережий Тихого океана свидетельствует о господстве в ранней и среднепалеогеновую эпохи субтропического климата и на побережьях Аляски, Камчатки и Сахалина [18]. О миграции вулканизма в противоположном направлении на поднятиях Маркус-Неккер пишут И. К. Туезов, А. Я. Ильев и др. [21]. Здесь отмечается изменение возраста вулканов предположительно от позднелюрско-раннемеловых на востоке до ниже-среднеэоценовых на западе. Интересно, что и в этом случае есть все основания для заключения о субаэральных трещинных излияниях базальтов, которые происходили на раннем этапе вулканизма в обстановке растяжения земной коры. Смена растяжения сжатием привела к преобладающему развитию вулканов центрального типа.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы о вулканизме Северо-Западной котловины.

1. Для конкретных наиболее изученных вулканов Императорских гор прослеживается ясное изменение состава базальтов по разрезу от толеитов в основании через переходные разности и пикрит-базальты (скв. 433 на горе Суйко) до щелочных базальтов или гавайитов (скв. 430 на горе Оджин) в верхней части разреза. Там, где толща базальтов вскрыта на глубину не более первых десятков метров (горы Мейджи и Нинтоку), они представлены исключительно щелочными разностями.

2. Эволюция вулканизма в масштабах всей котловины или в пределах какого-нибудь из поднятий, по имеющимся материалам, достоверно не устанавливается. Однако наиболее древние базальты позднелюрского (впадина Бейлей) и неокомского возраста (впадина Папанина) представлены типичными толеитами.

3. Ранние этапы вулканизма характеризуются в Северо-Западной котловине обычно субаэральными трещинными излияниями базальтов, происходившими в обстановке растяжения земной коры. В пределах Императорского хребта накопление мощных толщ вулканитов привело к интенсивным погружениям. Под тяжестью погружающихся блоков опустились и смежные участки океанической коры, образовав прогибы.

## ВОСТОЧНО-МАРИАНСКАЯ КОТЛОВИНА

Под этим названием принято выделять сложно построенную часть ложа Тихого океана, расположенную между горами Маркус-Уэйк на севере, краевым валом желобов Волкано и Марианского на западе, Каролинскими островами на юге и Маршалловыми островами на востоке, т. е. приблизительно в рамках  $11-24^{\circ}$  с. ш. и  $150-160^{\circ}$  в. д. Северная и восточная границы котловины в значительной мере условны, так как со смежными депрессиями дна ее соединяют широкие проходы между подводными горами Маркус-Уэйк и между Маршалловыми островами и горами Уэйк-Неккер. В рельефе дна котловины с севера на юг выделяются впадина Минамитори, система поднятий Магеллановых гор и впадина Сайпан (Восточно-Марианская). В Восточно-Марианской котловине обнаружено более 100 гор, большая часть из которых расположена в пределах системы Магеллановых гор и впадины Минамитори. Среди гор преобладают высокие [6].

### Впадина Минамитори

Впадина вытянута в юго-восточном направлении между горами Маркус-Уэйк и Магеллановыми от поднятия на стыке желобов Идзу-Бонинского и Волкано до Маршалловых островов, в границах  $15-26^{\circ}$  с. ш. и  $145-160^{\circ}$  в. д. (см. рис. 4). Длина впадины 1900 км, ширина более 300 км. Эта сложно построенная часть котловины выделена в качестве впадины условно, по положению между системами поднятий. По характеру рельефа дна океана это скорее сильно изрезанная равнина, в пределах которой широко развиты крутые холмы, горы, гайоты, непротяженные желоба и небольшие глубокие впадины. Отметки глубины океана меняются здесь от 700 до 6150 м, но основной фон глубин —  $5500-6000$  м. В самой северо-западной части впадины, вблизи от северного окончания Марианского желоба, общая мощность земной коры составляет  $7-8$  км [42]. Бурение во впадине Минамитори не проводилось.

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе в районе большей северо-западной части впадины меняются от  $-50$  до  $+100 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> при явном преобладании положительных значений. В менее изученной юго-восточной части впадины гравитационное поле спокойное, обычно слабо отрицательное. Впадина характеризуется слабо напряженным магнитным полем, входит в «зону спокойного магнитного поля» [8].

### Впадина Сайпан (Восточно-Марианская)

Впадина Сайпан представляет собой сложную систему депрессий, оконтуриваемых изобатой 6000 м и прослеживающихся на

протяжении около 900 км в широтном направлении, при ширине 400—450 км, между 11 и 16° с. ш. и 149—158° в. д. (см. рис. 4). Максимальная глубина впадины отмечена в ее западной части и составляет 6771 м.

Дно океана в пределах впадины несмотря на изрезанность контуров наиболее погруженной части, состоящей из большого числа депрессий, представлено волнистой равниной. За исключением Магеллановых гор здесь не прослежены более или менее крупные положительные элементы рельефа.

Строение земной коры впадины изучено слабо. Японские исследователи, проводившие экспериментальные работы с регистрацией сейсмических волн на больших удалениях, установили, что поверхность Мохоровичича с  $V=8,2$  км/с залегает на глубине 17 км, т. е. мощность земной коры составляет 10,5—11 км [12]. Вероятнее всего, эти цифры следует относить или к участку, где впадину пересекает поднятие Магеллановых гор, или к периферийной части впадины вблизи Маршалловых островов. По данным, полученным в 34-м рейсе «Витязя», в северо-восточной части впадины мощность осадочных отложений достигает 0,7 км. Верхняя часть разреза осадочных образований пройдена скв. 199, расположенной в восточной части впадины, между пересекающими впадину двумя южными поднятиями системы Магеллановых гор (см. рис. 3), при глубине океана 6100 м [40]. В основании изученного разреза скважина вскрыла 100 м наупланктонных известняков и мела с прослоями кремней и бурых туфов. Возраст верхней части этой толщи определен по фораминиферам как кампан-маастрихтский [10]. На верхнем маастрихте с постепенным переходом залегают наупланктонные и окремненные известняки с прослоями туфов, относимые к базальным слоям датского яруса, на них с размывом — наупланктонный мел, окремненные известняки и кремни верхнего палеоцена общей мощностью 116 м (вместе с датом). Неоген представлен толщей турбидитов мощностью 210 м, сложенной чередованием известковистых глин, бурых цеолитовых глин, алевролитов, радиоляриевых илов и туфов с переотложенной флорой и микрофауной. В толще турбидитов выделены средний и верхний миоцен и плиоцен. Между турбидитами неогена и карбонатными породами палеоцена скважина прошла 76 м без отбора керна. В. А. Крашенинников предполагает, что карбонатный материал сносился в абиссальные участки мутьевыми потоками с соседних подводных возвышенностей [10]. Одна из них — гайот Ита-Маи-Таи — разбурена скв. 200—202, вскрывшими крепкие оолитовые известняки палеоцена — нижнего эоцена (32 м), над которыми выше фораминиферовых песков и известняков среднего эоцена мощностью в несколько метров залегает толща нижнемиоцен-плейстоценовых белых фораминиферовых илов (114 м).

Впадина характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести в свободном воздухе от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> и входит в «зону спокойного магнитного поля» [8].

## Система поднятий Магеллановых гор

Эта система поднятий располагается к востоку от центральной части Марианского желоба между 149 и 157° с. ш., образуя дугу длиной более 1300 км, с радиусом порядка 550 км, обращенную своей выпуклостью к северо-востоку. Ширина поднятий по изобате 5000 м меняется от 70 км на юге до 140 км на севере, длина — от 100 до 400 км. Наиболее высокие горы системы поднимаются на 5500 м над дном океана. Четыре самых крупных поднятия в северной части дуги имеют северо-восточное простирание, два южных — меридиональное. Южное меридиональное звено поднятия пересекает впадину Сайпан, отделяя с востока приблизительно 1/6 ее часть [34]. Поднятия на северо-западе системы построены сложно, имеют изрезанные контуры. Каждое из них состоит из нескольких гор, объединяемых единым цоколем. Южные поднятия имеют более простое строение и относительно плавные очертания, в плане приближающиеся к овалам. Отсутствие материалов сейсмических работ и данных бурения не позволяет пока ничего сказать о строении земной коры этой системы поднятий. Гравитационное поле поднятий Магеллановых гор аналогично описанному для впадины Минамитори.

### Краевой вал Волкано и Марианского желобов

Краевой вал, ограничивающий с запада Восточно-Марианскую котловину, прослеживается на протяжении более 1400 км при ширине 140—270 км между 11 и 22° с. ш. Он образует дугу, обращенную выпуклостью на восток-юго-восток. При небольшой ширине вал отличается значительной высотой, достигающей 2000 м, г. е. имеет на ряде участков горный рельеф.

Разрез осадочных отложений изучен у основания одного из блоков в южной части вала в результате бурения скв. 61. По данным Э. Винтерера, У. Ридела и др., на глубине более 95 м от дна (около 5660 м от уровня моря), выше миндалекаменных базальтов скважина вскрыла аргиллитоподобные цеолитовые радиоляриевые глины с примесью вулканического пепла, прослоями кремней и верхнемеловыми агглютинированными (кремнистыми) фораминиферами [40]. Мощность этой пачки не превышает 10—15 м. Выше с размывом залегают неоген-четвертичные бурые глины и радиоляриевые илы общей мощностью до 80 м, начинающиеся с нижнего миоцена. Данные предшествовавших бурению сейсмических работ позволяют предполагать, что вскрытые осадочные отложения не самые древние, т. е. что базальты, в которых была остановлена скважина, лежат на осадочных образованиях.

В поле силы тяжести краевому валу соответствуют положительные аномалии в свободном воздухе, достигающие в северной части вала  $50-70 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>.

## Разрывные нарушения и история развития Восточно-Марианской котловины

Слабая изученность не позволяет сделать более или менее достоверных выводов о разрывных нарушениях и основных этапах развития Восточно-Марианской котловины. По рельефу дна можно предполагать развитие в северной части котловины разломов северо-восточного и восток-северо-восточного простираний, которые ограничивают наиболее крупные блоки системы поднятий Магеллановых гор, определяют ориентировку линейных элементов поверхности дна на участке впадины Минамитори. В южной части котловины и особенно вблизи ее южного борта все более заметно влияние разрывных нарушений меридионального и юго-восточного простираний. Можно также предполагать, что эти разрывные нарушения представлены главным образом сбросо-сдвигами. Создается впечатление, что впадина Сайпан разделяет различно ориентированные системы структур земной коры, накладываясь на них. Изменение простираний основных разрывных нарушений с северо-восточного на юго-восточное подчеркивается и изогнутостью Марианского желоба (вместе с желобом Волкано). В данном случае представляется интересная возможность проследить связь между поперечными разломами островодужной системы и прилегающей котловины океана, которую можно видеть и в других окраинных частях Тихого океана.

Основные этапы истории развития структурных элементов котловины можно наметить по их соотношению со смежными структурами, данным глубоководного океанического бурения и морской геофизики. В целом здесь, по-видимому, можно выделить те же этапы развития, что и для Северо-Западной котловины. По аналогии можно предполагать, что позднеюрская и раннемеловая эпохи были для Восточно-Марианской котловины временем интенсивного погружения, с начальными фазами которого, по-видимому, были связаны излияния плато-базальтов. Такой же тектонической активизацией, отмеченной движениями блоков, вероятно, характеризовалась верхнемеловая эпоха, вторая половина которой может быть изучена по данным бурения. Еще более контрастным рельефом дна отличалось Восточно-Марианская котловина в кайнозой. На востоке котловины, так же как и в Северо-Западной котловине, намечается преднеогеновый перерыв в осадконакоплении, зафиксированный отсутствием в разрезе олигоцена и нижнего миоцена или верхнего эоцена — олигоцена и нижней части нижнего миоцена. В западной части из разреза выпадают весь палеоген или палеоцен, нижний эоцен и нижний олигоцен. Общая мощность палеогеновых отложений в скв. 59 составляет всего 20—25 м, а мощность неоген-четвертичных образований западной части Восточно-Марианской котловины не превышает 80—110 м. Это позволяет говорить о значительных перерывах в осадконакоплении, по-видимому связанных с активными блоковыми движениями. Так же как и на северо-западе океана, формирование современного

рельефа дна котловины началось в миоценовую эпоху, но, по-видимому, несколько раньше, чем на севере. Это подтверждается присутствием обильного переотложенного карбонатного материала в турбидитах среднего и верхнего миоцена и плиоцена скв. 199, сносившегося с соседних подводных возвышенностей Магеллановых гор.

Сложная структура аномального поля силы тяжести может свидетельствовать или о плотностной и петрографической неоднородности земной коры котловины, связанной с магматизмом, или об активных блоковых движениях. Спокойное магнитное поле позволяет высказать предположение о вертикальных смещениях, к которому приводит и анализ данных бурения. Впадина Сайпан характеризуется очень слабыми отрицательными аномалиями в свободном воздухе, что свидетельствует об изостатической уравниваемости этого наиболее погруженного участка земной коры котловины. И наоборот, преобладание положительных аномалий силы тяжести, характерное для впадины Минамитори, позволяет говорить о недавних тектонических движениях, которые привели к нарушению равновесия. То же можно сказать и о краевом валу, обрамляющем котловину с запада, где изостатическая недокомпенсация, очевидно связанная с недавним воздыманием, выражена еще более четко.

## ЗАПАДНО-ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА

Этот регион охватывает Западно-Каролинскую, Восточно-Каролинскую и Меланезийскую котловины и ограничивающие их поднятия. Несмотря на расположение в пределах единого обширного бассейна, отделенного от остальной части океана цепями островов Каролинских, Маршалловых, Гилберта и Тувалу, котловины существенно различаются как по строению земной коры, так и по истории геологического развития.

### Западно-Каролинская впадина

Западно-Каролинская котловина расположена между системой желобов Яп-Палау и обрамляющих их краевых валов на западе, Каролинскими островами на севере, валом Эаурипик на востоке и Новогвинейским желобом с краевым валом на юге и ограничена экватором,  $7^{\circ}$  с. ш.,  $134^{\circ}$  и  $140^{\circ} 30'$  в. д. Впадина в плане полностью соответствует котловине. Ее приблизительные размеры по изобате 4000 м  $700 \times 800$  км. Рельеф дна океана в пределах впадины изменяется от сложно расчлененного холмистого на северо-западе до пологоволнистого на юге и востоке, при глубинах океана от 4000 до 5500 м. Высота холмов на севере впадины составляет 100—500 м, ширина 4—20 км. Отдельные горы достигают высоты 1500—2000 м, а одна из гор у юго-западного края впадины поднимается над уровнем океана, образуя атолл Мапия. В северной половине впадины и у южного края поднятия Каролинских островов выде-

ляются два субширотных желоба протяженностью до 350—400 км, шириной 10—20 км, глубиной относительно среднего уровня поверхности дна до 500—600 м. Желоба окаймляются узкими грядами, за счет чего амплитуда колебаний глубины достигает здесь 1000—1500 м. Г. Б. Удинцев считает, что эти желоба представляют собой отражение в рельефе дна зон линейных разломов.

Земная кора впадины общей мощностью 6—7 км довольно типична для океана. Толщина осадочного слоя меняется от 0,35 км на востоке центральной части впадины до 0,6 км — на юго-западе [19, 30].

Ближайший разрез осадочных отложений пройден скв. 62 на валу Эаурипик. Современный темп образования красных глубоководных глин здесь около 0,7 см в 1000 лет. Возраст океанического «фундамента» (базальтов второго слоя), по сопоставлению со смежными участками дна, оценивается Э. Л. Винтерером и др. как олигоценовый [40].

Физические поля впадины изучены недостаточно. Имеющиеся данные позволяют говорить о слабых отрицательных аномалиях силы тяжести в свободном воздухе в северной части впадины (от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>) и несколько более интенсивных положительных (от 0 до  $80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>) — в южной.

### Вал Эаурипик

Это широкое, довольно пологое поднятие, ограниченное с запада и с востока изобатой 4000 м, четко выделяется в рельефе дна океана от экватора на юге до  $7^{\circ}30'$  с. ш. на севере (между  $140^{\circ}30'$  и  $143^{\circ}30'$  в. д.), разделяя Западно-Марианскую и Восточно-Марианскую котловины. На юге оно сливается с краевыми валами желобов, а на севере отделено желобом от обширного поднятия Каролинских островов. Размеры поднятия  $300 \times 800$  км. Рельеф дна в пределах поднятия сравнительно несложен. Глубины океана обычно нерезко меняются от 1600 до 4000 м. Высота отдельных холмов и гор редко превышает первые сотни метров. Исключение представляет собой лишь атолл Эаурипик у северного окончания вала — крутая гора, доходящая вершиной до поверхности океана.

Мощность земной коры поднятия составляет 11—14 км, осадочный слой достигает мощности 0,4—0,7 км [43].

Разрез осадочных отложений южной части вала Эаурипик изучен бурением скв. 62 в точке с глубиной 2591 м (см. рис. 3). В этой скважине на глубине 570—572 м от дна выше интрузивного тела базальта с ксенолитами карбонатных пород среднего олигоцена выделяется небольшая пачка нанопланктонного мела верхнего олигоцена. Над ней залегает мощная толща нанофораминиферового мела и илов миоцена и плиоцена общей мощностью около 570 м. Скорость осадконакопления в неогене оценивается на этом участке в 2 см/1000 лет. Но в позднем миоцене она была значительно выше [40].

## Восточно-Каролинская впадина

Восточно-Каролинская котловина расположена к югу от Каролинских островов между валами Эаурипик и Капингамаранги в прямоугольнике, примерно ограниченном координатами  $1^{\circ}$  ю. ш.,  $7^{\circ}30'$  с. ш.,  $143^{\circ}20'$  в. д. и  $153^{\circ}$  в. д. С юга котловина обрамляется краевыми поднятиями, сопряженными с желобом Манус (Западно-Меланезийским).

Восточно-Каролинская впадина в плане соответствует одноименной котловине. По изобате 4000 м она вытянута более чем на 1000 км с запада на восток и почти на 700 км с севера на юг. Рельеф дна океана в пределах впадины представляет собой сложно расчлененную холмистую равнину, несколько прогнутую в центральной части. Высота холмов — от первых десятков метров до 400—500 м. Равнина пересекается целым рядом узких желобов, образование которых, видимо, связано с зонами разломов. Наиболее протяженные желоба длиной 300—600 км расположены в восточной части впадины и имеют меридиональное простирание. Это прежде всего желоба Муссау и Лиры, которые отделяют восточную треть впадины от остальной ее части, и менее выразительный желоб на северо-востоке впадины, у границы с валом Капингамаранги. Глубина океана в желобе Муссау достигает 7200 м. Менее протяженные желоба восток-северо-восточного простирания выделяются в западной части впадины.

Строение земной коры впадины типично для ложа океана. Общая мощность коры составляет около 5,5 км, осадки имеют мощность 0,4—0,6 км [30].

Верхняя часть разреза земной коры впадины изучена бурением. Скв. 63, пройденная при глубине 4472 м, над экструзивными базальтами с ксенолитами среднеолигоценового мела вскрыла толщу нанопланктонного мела среднего олигоцена мощностью более 210 м. Выше эта толща согласно перекрывается такими же неогеновыми отложениями, которые с верхнего миоцена замещаются слабо уплотненными наноилами, постепенно переходящими в глинистые, а затем в известковистые пелагические глины плиоцена и плейстоцена. Общая мощность неогена и плейстоцена 350 м. Изучение микрофауны привело В. А. Крашенинникова к выводу о непрерывности биогенного осадконакопления в этом районе океана. Скорость седиментации составляла здесь 2 см в 1000 лет, но в конце миоцена, как считают Э. Л. Винтерер с соавторами, она замедлилась до 0,6—0,7 см [40].

## Каролинское поднятие

Это поднятие представляет собой сложно построенный широтный вал, соответствующий центральному звену Каролинских островов в границах батиметрической карты Мирового океана издания ГУГК СССР 1977 г. или западному звену Каролинских гор (см. рис. 4), показанных на листе 5—06 пятого издания ГЕБКО

[34]. Поднятие обрамляет с севера восточную часть Западно-Каролинской котловины и западную часть Восточно-Каролинской котловины и ограничено координатами:  $3^{\circ}30'$  и  $10^{\circ}30'$  с. ш.,  $138^{\circ}$  и  $150^{\circ}30'$  в. д. Большая западная часть поднятия распространяется до широты  $6^{\circ}30'$ . До  $3^{\circ}30'$  с. ш. прослеживается только меридиональный выступ поднятия к востоку от  $147^{\circ}$  в. д. В этих границах (без выступа) поднятие по изобате 4000 м имеет примерные размеры  $400 \times 1350$  км. Морфология дна на участке вала представляет достаточно сложной. В целом это высокое поднятие, возвышающееся над ложем на 2000—2500 м. На поверхности вала выделяются десятки гор, часть из которых образует узкие глыбовые хребты или смыкается в линейные массивы. Среди гор преобладают низкие — высотой до 1,5 км [6]. Но значительная часть гор поднимается до поверхности океана, образуя атоллы.

От осевой части вала у желоба Яп до западной части Восточно-Каролинской котловины вал пересекает по диагонали сложно построенный желоб с глубиной вреза, превышающей 2500 м. Г. Б. Удинцев считает, что образование этого желоба связано с развитием разлома Сорол-Айанте, который представляет собой юго-восточную часть зоны разломов Тайвань-Айанте и делит Каролинский вал на две неравные части: основную часть вала к северу от разлома и небольшой блок треугольных очертаний — к юго-западу от него.

Строение земной коры Каролинского вала изучено слабо. Н. Я. Кунин и Г. И. Семенова оценивают глубину залегания поверхности Мохоровичича в пределах вала в 10—15 км [11], и, таким образом, мощность земной коры для сводовой части вала с глубиной 2000—2500 м может составлять 8—12 км. Почти такие же цифры мощности (10—12 км) получили в 1962 г. Г. Вуллард и У. Стрейндж в результате анализа аномалий силы тяжести.

Осадочные отложения вала изучались бурением скважин 55—58 [40]. Этими скважинами, по данным А. Фишера, Б. Хизена и др., выше свежих долеритовых базальтов второго слоя вскрыт практически полный разрез кайнозоя, начиная с верхнего олигоцена (скв. 55 до базальтов не дошла). Он представлен нанофораминиферовым мелом, переходящим вверх по разрезу в илы. Для нижней части разреза характерны значительная примесь и тонкие прослои вулканического пепла, постепенно убывающие вверх по разрезу, но не до полного исчезновения. Мощность осадочного чехла меняется от 130—150 до 330 м.

Изучение второго слоя Каролинского вала привело исследователей к выводу о том, что океанический «фундамент» этого участка не древнее олигоцена, т. е. аналогичен по возрасту базальтам восточной части Филиппинского моря и значительно моложе базальтов более северных районов океанического ложа. В то же время предельно выровненный рельеф поверхности фундамента, как считают А. Фишер и Б. Хизен, свидетельствует о том, что второй слой Каролинского вала образовался в очень спокойной тектонической обстановке, которая была нехарактерной для времени об-

разования второго слоя восточной части Филиппинского моря, по неровностям рельефа более сходного со вторым слоем Срединно-Атлантического хребта [40].

### Вал Капингамаранги (плато Онтонг-Джава)

Вал Капингамаранги представляет собой широкое пологое поднятие океанического дна, вытянутое в меридиональном направлении от желоба Санта-Исабель на юге до Каролинских островов на севере, в пределах 7 ю. ш.—7° с. ш. и 153—162° в. д. По изобате 4000 м, которая не оконтуривает его полностью, но очень удобна в качестве границы для сравнения с соседними поднятиями, размеры вала 900×1600 км, по оконтуривающей изобате 2500 м 500×920 км.

Поверхность дна в пределах вала, так же как и поверхность базальтов, отличается хорошей выровненностью при глубинах от 1600 до 3000 м. В южной части вала выделяется несколько одиночных гор конической формы, которые выступают над водой, образуя атоллы. Относительной расчлененностью отличается также западный склон вала, где расположен атолл Капингамаранги и несколько конических подводных гор. Поверхность вала наиболее приподнята на юге и постепенно погружается к северу. Южная выровненная часть вала, расположенная главным образом на глубине менее 2 км, часто выделяется под названием «плато Онтонг-Джава». Ряд исследователей называет так весь вал Капингамаранги.

Земная кора вала Капингамаранги отличается самой большой для ложа океана мощностью и своеобразием строения. Исследователи Гавайского института геофизики и Квинслендского университета (Австралия), проводившие здесь в 1970 г. комплексные сейсмические работы на судах «Махи» и «Корал Квин», сделали вывод о том, что мощность земной коры плато Онтонг-Джава составляет 35—42 км, а мощность осадочных отложений — около 1,5 км [33]. Позднее Д. М. Хассонг, Л. К. Уипперман и Л. У. Кренке, обобщившие эти и последующие работы, оценили среднюю мощность земной коры вала в 37 км [39].

Наиболее полный разрез осадочных отложений вала пройден скв. 288 и 289 и описан Д. Эндрюсом, Г. Пэкхемом и др. [40]. Скв. 289 в северной части плато Онтонг-Джава вскрыла на глубинах 1262 и 3468 м от уровня моря, над базальтами и лавами второго слоя, стекловатые туфы и известняки верхнего апта мощностью около 18 м. В 550 км к юго-востоку в скв. 288, которая не дошла до подошвы осадочных образований, эта часть разреза представлена известняками и мелом с прослоями кремней и глин с примесью пирокластического материала. Выше залегают аналогичные известняки альбского яруса мощностью 35—40 м. В скв. 289 этот интервал пройден без отбора керна. Выше скв. 288 прошла весь разрез верхнемеловых отложений мощностью около 400 м, представленный нанопланктонными известняками и мелом. Очень

сходный по литологии разрез вскрыт и скв. 289. Но здесь верхний мел, очевидно, залегает с размывом, так как интервал, пройденный без отбора керн между кампаном и аптом, составляет всего около 30 м, и очень трудно предположить, что он соответствует карбонатным сеноману, турону, коньяку и сантону. Кайнозойские отложения вала Капингамаранги изучены при бурении скв. 64, 288 и 289. Весь разрез кайнозоя представлен карбонатными образованиями. Перерывы в осадконакоплении, как отмечают Д. Эндрюс и Г. Пэкхем с соавторами, устанавливаются между датским и маастрихтским ярусами, внутри палеоцена, на границе нижнего и среднего эоцена, верхнего эоцена и олигоцена [40].

Процесс неогенового осадконакопления на участке скв. 289 был практически непрерывным. Палеоцен и эоцен представлены чередованием нанофораминиферового мела и известняков с прослоями кремнистых радиоляриевых известняков и кремней, олигоцен-нанофораминиферовым мелом и илами. Мощность палеогена более 490 м. Аналогичными нанофораминиферовым илом и мелом представлены и неоген-плейстоценовые образования общей мощностью более 650 м.

Экструзивные базальты, вскрытые на забое скв. 289, по Г. А. Макдональду и Т. Кацуре, должны быть отнесены к толеитам, по Х. Куно они относятся к промежуточной группе высокоалюминиевых базальтов [40].

### Северо-Меланезийская впадина

К востоку от вала Капингамаранги располагается Меланезийская котловина, ограниченная с севера и востока системами поднятий Маршалловых островов, островов Гилберта и Тувалу. Котловина четко делится на три части: Северо-Меланезийскую впадину, плато Науру-Оушен и Южно-Меланезийскую впадину.

Северо-Меланезийская впадина, оконтуриваемая изобатой 5000 м, вытянута на 600 км в северо-западном направлении между  $5-10^{\circ}$  с. ш.,  $162-168^{\circ}$  в. д. (см. рис. 4). Ширина впадины 250—300 км. Эта впадина по существу с трех сторон — севера, запада и востока — обрамлена поднятиями Маршалловых островов, что определяет значительную сложность ее очертаний. Поверхность дна океана здесь представлена холмистой равниной, полого наклоненной к северу.

Мощность земной коры Северо-Меланезийской впадины оценивается Г. Вуллардом и У. Стрейнджем в 12 км, мощность осадочных отложений до 200—300 м и лишь вблизи островов Гилберта, до 700 м. Верхняя часть разреза земной коры Северо-Меланезийской впадины была изучена в результате бурения скв. 462 и 462А при глубине океана около 5200 м. По данным Р. Л. Ларсона, С. О. Шленгера и др., в нижней части разреза скв. 462А прошла более 70 м по массивным мелко-среднезернистым базальтам [40]. Выше скважины вскрыли около 1000 м мезо-кайнозойских осадочных отложений, образовавшихся в течение 120 млн. лет, от нача-

ла позднего неокома (баррема) до плейстоцена включительно. Нижние 430 м осадочного разреза, отложившиеся в раннемеловую эпоху, т. е. приблизительно за 20 млн. лет, включают многочисленные силлы и потоки базальтов. В целом разрез осадочных образований делится на три толщи, нижняя из которых, вскрытая в интервале 450—1000 м, сложена вулканогенными и цеолитовыми песчаниками, аргиллитами и известняками баррем-маастрихта. Выше, в интервале 300—450 м, скважины прошли толщу маастрихт-эоценовых мела и известняков с кремнями, по существу сложенную уплотненными разностями тех же осадочных отложений, которыми представлена верхняя толща. Верхние 300 м разреза — это известковистые и радиоляриевые илы и мел главным образом турбидитного происхождения. Их возраст оценивается от позднего эоцена до плейстоцена. В интервале 30—120 м скважины прошли три тонких прослоя вулканических пеплов с включениями обломков щелочных базальтов.

Вскрытые скважинами базальты, как отмечают Р. Батиза, С. Щека и др., делятся на две толщи. Верхние 160 м базальтов — это силлы, имеющие четкие контакты с вмещающими отложениями. Базальты верхней толщи представлены дифференцированными толеитами. Нижняя толща мощностью более 330 м образована экструзивными телами (потоками) примитивных толеитов. По данным М. Озимы, К. Сайто и И. Такигами, абсолютный возраст интрузивных базальтов, пройденных скв. 462А на глубине 660 м от дна, оказался равным 110 млн. лет. Это удовлетворительно увязывается с относительным возрастом вмещающих осадочных пород, отнесенных по микрофауне к сеноману [40]. С другой стороны, это показывает, что в районе бурения имели место и значительно более поздние проявления вулканизма, чем те, которые были установлены по палеомагнитным данным (М-26, 155 млн. лет назад). В одном из наиболее мощных силлов были встречены ксенолиты позднемагматических гранофиоров с кварцем, калиевым полевым шпатом и двумя типами амфиболов.

### Поднятие Науру

Выделенное Г. Б. Удинцевым плато Науру-Оушен расположено в центральной части Меланезийской котловины, к югу от Северо-Меланезийской впадины. В его южной части между 5—1°30' ю. ш., 163—172° в. д. по изобате 3500 м выделяется поднятие Науру, представляющее собой по существу ответвление к востоку вала Капингамаранги (см. рис. 4). Его примерные размеры 280×900 км (по изобате 4000 м 450×1000 км). Рельеф дна в пределах поднятия несложен и, по имеющимся данным, образован лишь редкими пологими овалообразными холмами.

О строении земной коры поднятия можно судить по данным ГСЗ, полученным к западу от о. Оушен, приблизительно в 150 км севернее поднятия. Мощность осадочных отложений составляет здесь 0,2 км, общая мощность земной коры более 13 км [43].

Строение осадочных отложений поднятия Науру изучено по результатам бурения скв. 288 [40], которая была пройдена в юго-западной части поднятия на его стыке с валом Капингамаранги.

### Южно-Меланезийская впадина

Впадина расположена к юго-востоку от поднятия Науру в пределах 3—11° ю. ш., 167—176° в. д. (см. рис. 4) и по существу представляет собой юго-западный угол Центральной котловины, отсеченный от нее прерывистой цепью островов Тувалу и подводных поднятий, продолжающих эту островную систему к северу. С юга впадина обрамляется краевым валом желоба Витязя (Восточно-Меланезийского) и поднятиями, продолжающими этот вал к востоку. По изобате 5000 м, которая раскрывается на восток в сторону Центральной котловины, ее примерные размеры 830×930 км. Рельеф дна этого участка достаточно сложен. Он представляет собой холмистую равнину с целым рядом гор и выступов. Высота гор, обычно имеющих коническую форму, от 500 до 3000 м. Кроме гор, на поверхности дна прослеживаются узкие желоба с глубиной вреза до нескольких десятков метров. Несмотря на малую глубину вреза, эти желоба по своей морфологии очень сходны с желобами-разломами других районов Тихого океана [22]. Толщина земной коры Южно-Меланезийской впадины составляет более 6,6 км [43].

### Система поднятий Маршалловых островов

Эта одна из самых больших систем поднятий в Тихом океане расположена между 4—15° с. ш., 160—175° в. д. (см. рис. 4). Она представляет собой северную дугообразно изогнутую часть вала, который заканчивается на юге островами Гилберта и отделяет Меланезийскую котловину от расположенной восточнее Центральной. Южнее вала в том же направлении протягиваются острова Тувалу (Эллиса). В районе Маршалловых островов ширина вала достигает 400—500 км. Вал делится на три поднятия (с запада на восток): Эниветок, Ралик и Ратак, разделенные небольшими впадинами. Над поверхностью вала возвышается несколько гор, значительная часть которых поднимается до уровня моря, образуя атоллы, в том числе самые крупные атоллы Тихого океана. Гряды гор, вытянутыми в север-северо-западном направлении представлены поднятия Ралик и Ратак.

Приблизительно прямоугольная в плане группа гор, расположенных на общем основании со средней глубиной 4000 м, образует поднятие Эниветок, названное по самому крупному атоллу (площадь более 1 тыс. км<sup>2</sup>) в северо-восточной части поднятия. Прямоугольник вытянут с севера на юг и имеет примерные размеры 350×450 км. Его южная часть, которую можно отнести и к плато Науру-Оушен, отделена от основной части поднятия прогибами, отходящими от Восточно-Марианской впадины на западе и от Ме-

ланезийской впадины на востоке. Поднятие в целом ограничено координатами 7—12° 30' с. ш., 160—163° 30' в. д. Рельеф поверхности поднятия относительно несложен.

Строение земной коры поднятия изучалось в одном из рейсов судна «Каприкорн» [42]. Общая мощность коры достигает здесь 11,5—12,5 км. Мощность осадочных образований поднятия, по данным Х. Лэдда, достигает в пределах атоллов 1,2—1,3 км. На относительно погруженных участках поднятия она обычно не превышает 0,8—1 км. Разрез осадочных отложений, изученных бурением на атолле Эниветок, целиком представлен мелководными известняками и в меньшей степени доломитами, залегающими на оливиновых базальтах второго слоя. Фауна, встреченная в основании разреза, позволяет относить базальные слои к позднему эоцену. Мощность верхнеэоценовых отложений достигает 420 м. Выше после небольшого перерыва, отмечаемого по следам выщелачивающей деятельности вод («несогласия растворения»), выделяется толща миоценовых известняков, мощность которой на атолле Эниветок составляет 660 м. В этой толще также выделяются два «несогласия растворения» — в кровле нижнего миоцена и в кровле верхнего миоцена. В миоцене встречены прослои с фауной и флорой, характерной для высоких островов. Мощность послемiocеновых карбонатных отложений составляет около 190 м.

Более сложно построено поднятие Ралик, отделенное от поднятия Эниветок глубокими депрессиями, отходящими с севера и юга от соседних впадин. Поднятие вытянуто более чем на 1000 км в северо-западном направлении, между 5°30' и 13° с. ш., 164 и 170° в. д. Наибольшая ширина поднятия в районе атоллов Бикини и Кваджелейн 350 км. Рельеф дна в пределах поднятия отличается значительным расчленением. По существу здесь выделяются шесть самостоятельных крупных поднятий, площадь каждого из которых достигает 0,5—1,2 тыс. км<sup>2</sup>, и десятки меньших многовершинных поднятий и отдельных конусовидных подводных гор [34]. Одно из поднятий этой системы — атолл Кваджелейн площадью около 2,5 тыс. км<sup>2</sup> — самый крупный атолл Тихого океана. Основания групп из нескольких поднятий обычно оконтуриваются изобатой 4000 м.

Земная кора здесь значительно тоньше и достигает всего 8,7 км [42]. Мощность первого слоя составляет более 1 км. Осадочные отложения северной части поднятия Ралик были изучены бурением на атолле Бикини. Как отмечает Х. Лэдд, по своему литологическому составу они совершенно аналогичны известнякам верхней части разреза атолла Эниветок. До базальтов основания скважины не дошли. Они были подняты драгированием с подводных склонов поднятия. Общая мощность изученного осадочного разреза составляет около 800 м. Самыми древними из вскрытых образований оказались известняки раннего миоцена. В миоцене встречена фауна высоких островов.

Самое восточное в системе Маршалловых островов поднятие Ратак располагается вдоль западного края Центральной котло-

вины. Оно вытянуто между  $4-13^{\circ}$  с. ш.,  $167^{\circ}30'$  и  $173^{\circ}30'$  в. д. в виде узкого сложно построенного вала более чем на 1100 км в север-северо-западном направлении при ширине, обычно не превышающей 150 км. Как и на других поднятиях этой системы большая часть гор доходит своими вершинами до уровня моря, образуя более десятка атоллов, отличающихся значительными размерами (порядка нескольких сотен км<sup>2</sup>). Группы атоллов обычно оконтуриваются изобатой 4000 м.

Строение земной коры, изученное в самой северной части поднятия и к тому же в довольно глубоком прогибе (глубина океана 4930 м), отходящем на юго-запад от одной из впадин Центральной котловины, едва ли типично для этого поднятия в целом. Мощность первого слоя здесь составляет около 0,6 км. Общая мощность земной коры достигает лишь 6,3 км [43]. Осадочные отложения поднятия не изучались, но по аналогии с соседними поднятиями можно предполагать, что на атоллах они представлены мощной толщей, порядка 1 км, эоцен-неогеновых карбонатных образований, залегающих на базальтах второго слоя.

### Поднятия Гилберта и Тувалу

Эти поднятия ограничивают с востока южную часть плато Науру-Оушен и Южно-Меланезийскую впадину, отделяя их от Центральной котловины.

Поднятие Гилберта вытянуто в виде узкого вала в северо-западном направлении вдоль восточного края плато Науру-Оушен от  $3^{\circ}30'$  с. ш. до  $3^{\circ}30'$  ю. ш., на протяжении около 950 км и по изобате 4500 м имеет ширину 50—100 км, расширяясь лишь на одном участке на юге до 150—200 км (см. рис. 4). По строению поверхности это поднятие ничем не отличается от описанного выше поднятия Ратак. В системе островов Гилберта можно выделить 11 крупных атоллов, по своим размерам не уступающих атоллам поднятия Ратак. Есть все основания предполагать, что и осадочные образования поднятия представлены такой же мощной толщей известняков, как на атоллах Энветок и Бикини. О строении нижней части земной коры южного звена пограничных поднятий Меланезийской котловины можно судить по данным ГСЗ, полученным в районе атолла Фунафути на юге поднятия Тувалу (см. ниже).

Поднятие Тувалу вытянуто в северо-западном направлении в виде широкой полосы сложных очертаний вдоль восточного края Южно-Меланезийской впадины от  $4^{\circ}$  до  $9^{\circ}30'$  ю. ш., между  $175^{\circ}45'$  и  $180^{\circ}$  в. д., на протяжении около 800 км. Его ширина по изобате 5000 м составляет более 200 км. Рельеф поверхности поднятия отличается значительной сложностью. В системе островов Тувалу можно выделить около десятка атоллов средних размеров площадью от 5—10 км<sup>2</sup> до нескольких сотен и приблизительно столько же более мелких подводных гор. Широкие проливы, соединяющие южные части Меланезийской и Центральной котловин, разде-

ляют группы островов северной части Тувалу. В ряде случаев отдельные горы разделены глубокими узкими проливами. Если принять мощность нижнего слоя средней для Тихого океана, т. е. порядка 4—5 км, то общую мощность земной коры поднятия Тувалу можно оценить в 6—7 км [19]. Осадочные образования атоллов этого поднятия, по-видимому, также представлены мощной толщей известняков. Как отмечает Г. Б. Удинцев со ссылкой на Х. Лэдда и Т. Ф. Гэскелла с соавторами, скважина, пробуренная на атолле Фунафути, на глубине 340 м от его поверхности, не вышла из четвертичных известняков и доломитов [22]; по данным ГСЗ, полученным на «Гломар Челленджере», мощность осадочных образований атолла Фунафути превышает 1 км.

### **Разрывные нарушения и геологическое развитие западно-экваториальной части Тихого океана**

Несмотря на отсутствие прямых данных о разрывных нарушениях и слабой изученности физических полей, можно сделать некоторые предположительные выводы об основных системах разломов, разделяющих наиболее крупные блоки региона. Строение поверхности дна позволяет предполагать развитие здесь двух главных систем сбросов и сбросо-сдвигов. Первая система, от меридионального до северо-западного простирания, выделяется по ступеням в рельефе вала Капингамаранги и бортов прилегающих впадин. Вероятно, с ней же связано образование линейных систем вулканов в основании атоллов Маршалловых островов, островов Гилберта и Тувалу. Вторая система, в числе разломов которой, видимо, можно наметить не только сбросы, но и сбросо-сдвиги, приблизительно перпендикулярна к первой. Ее образуют сбросы южных и северных бортов Западно- и Восточно-Каролинской и Южно-Маланезийской котловин и южного склона поднятия Науру, поперечные сбросо-сдвиги пограничных островных систем Ратак, Гилберта и Тувалу. Вероятно с сериями параллельных сбросов связано развитие в рельефе дна описанных выше внутри-впадинных желобов и сопровождающих их, в ряде случаев, узких валов. Они, как правило, имеют те же простирания, что и описанные основные системы разрывных нарушений, разделяющих наиболее крупные блоки.

История геологического развития западно-экваториальной части Тихого океана была достаточно сложной. В ней можно выделить два главных этапа. Первый был для океанического дна доисторическим. Есть основания предполагать, что как вал Капингамаранги, так и примыкающее к нему с востока плато Науру-Оушен вместе с поднятием Науру, а также разделяющий Каролинские котловины вал Эаурипик были в течение длительного времени выведены из-под уровня океана. Более или менее точное время этого этапа можно установить по возрасту терригенных отложений соседних участков, в которые сносился обломочный материал с этих эродлируемых территорий. По данным бурения, с определен-

ной долей условности его можно назвать раннемезозойским. О субаэральных условиях раннего этапа развития свидетельствует морфология поверхностей перечисленных поднятий, их удивительная выровненность. Более того у поднятий оказывается выровнена не только поверхность дна, но поверхность базальтов — второго океанического слоя. Это дает основания предполагать, что покровы базальтов образовались здесь за счет трещинных излияний на предварительно выровненную поверхность. Вместе со значительной мощностью земной коры, которая достигает в пределах Капингамаранги 35—42 км, это можно объяснить скорее всего субаэральной предысторией поднятий.

Несмотря на слабую изученность поля силы тяжести, обращает на себя внимание, что при значительной (почти на порядок!) разнице в мощности земной коры Восточно-Каролинская котловина и вал Капингамаранги характеризуются одинаковыми аномалиями силы тяжести в свободном воздухе, в пределах от 0 до  $40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Можно предполагать, что в строении земной коры вала участвуют породы повышенной плотности. Это могут быть или внедрившиеся по разломам ультраосновные магматические образования, или метаморфические породы древнего фундамента. Ровные контуры изометричных в плане аномалий свидетельствуют в пользу второго предположения. И, таким образом, раннемезозойский этап истории рассматриваемого региона, по-видимому, отличался развитием в его пределах субаэральных условий, которые были характерны по крайней мере для большей части площади современного океанического дна.

В конце раннемезозойского этапа развития, по-видимому, произошло образование траппов, что, в свою очередь, должно было привести, как отмечает Г. Ф. Макаренко, к «перегреву» литосферы и изменению геофизических параметров земной коры, к резкому уменьшению мощности всех слоев коры и поднятию границы Мохоровичича [13].

Нельзя исключать субаэральных условий для раннего этапа развития Каролинского поднятия Западно- и Восточно-Каролинской и Северо-Меланезийской впадин. Спокойная тектоническая обстановка образования второго слоя Каролинского поднятия отмечалась А. Фишером, Б. Хизеном и др. в предварительном отчете по результатам 6-го рейса «Гломара Челленджера» [40]. Усложнение рельефа этого поднятия, по-видимому, произошло в течение второго — океанического этапа его развития. Этот этап, вероятно, начался для всего региона неодновременно. Если о его большей восточной части можно говорить, что с баррема — апта она была дном океана, то для западной этот вопрос остается еще не вполне ясным. По-видимому, как это считают Б. Хизен и Д. Форнари, на Западно-Каролинскую впадину можно распространить выводы о возрасте древнейших осадочных отложений, сделанные для соседнего Каролинского поднятия. По данным бурения глубоких скважин в 6-м рейсе «Гломара Челленджера» (скв. 56—

58), возраст залегающих на базальтах нижних слоев осадочного разреза оценивается здесь как верхнеолигоценый [40].

Таким образом, во всяком случае с раннемеловой эпохи на востоке и с конца палеогенового периода на западе рассматриваемый регион вступил во второй этап развития, который был повсеместно океаническим. При этом следует иметь в виду, что океанический этап развития мог здесь начаться и раньше. Для консолидированной части земной коры он был временем внедрения глубинных расплавов и развития процессов регионального метаморфизма, связанных с погружением и увеличением давления и особенно температуры, что и привело к дальнейшему уменьшению мощности земной коры. Эти процессы протекали на разных участках центрально-экваториальной части океана с различной интенсивностью, как отмечает В. В. Белоусов, отражающей консервативность вертикальных движений коры, когда сами движения приводят к изменениям состава и толщины коры, способствующим продолжению или ускорению начатого движения. Так, на фоне общего погружения региона, постепенно развивавшегося с востока на запад, быстрее погружались впадины, отличающиеся более тонкой корой и отставали в погружении внутренние поднятия, особенно такие крупные поднятия с мощной корой, как Капингамаранги. Наибольшей интенсивности процессы преобразования земной коры во впадинах, по-видимому, достигли в современную эпоху, о чем свидетельствует развитие многочисленных структур растяжения — внутривпадинных желобов и овалов погружения.

Данные о строении осадочного слоя показывают, что процесс осадконакопления со средней скоростью от 0,7 до 2—4 см в тысячу лет прерывался здесь лишь в мелу и палеогене. Начиная с олигоцена, за исключением Маршалловых островов, седиментация была практически непрерывной. Очень характерная особенность осадочного разреза региона — его повсеместная высокая карбонатность. Как правило, олигоцен-неогеновые отложения региона нацело сложены известняками, мелом и нанофораминиферовыми илами. Лишь позднемиоцен-четвертичные образования Восточно-Каролинской впадины представлены глинистыми наноилами и известковистыми пелагическими глинами (скв. 63). Это позволяет сделать вывод о том, что глубина океана здесь никогда не превышала уровень карбонатной компенсации. Несомненно, карбонатность разреза определялась и высокой биологической продуктивностью этого региона, видимо, связанной как с благоприятным климатом, так и с широтными тропическими течениями. Все это, очевидно, как отмечают многие исследователи, постоянно поддерживало и более высокий темп седиментации, и большую глубину уровня карбонатной компенсации, чем в других районах океана. О проявлениях вулканизма свидетельствуют прослойки и примесь вулканического пепла в альбских отложениях поднятия Капингамаранги и практически по всему разрезу кайнозоя Каролинского поднятия.

Очень интересные выводы об истории геологического развития Северо-Меланезийской впадины, поднятия Лайн и смежных райо-

нов центральной части Тихого океана в меловом периоде сделали С. О. Шленгер и И. П. Сильва [40]. По данным бурения скв. 462 и палеомагнитным аномалиям они выделили для Северо-Меланезийской впадины четыре главных этапа вулканизма:

- 1) вулканизм, закончившийся примерно 150 млн. лет назад, который завершил формирование «плиты»;
- 2) внутриплитный экструзивный вулканизм баррема около 115 млн. лет назад;

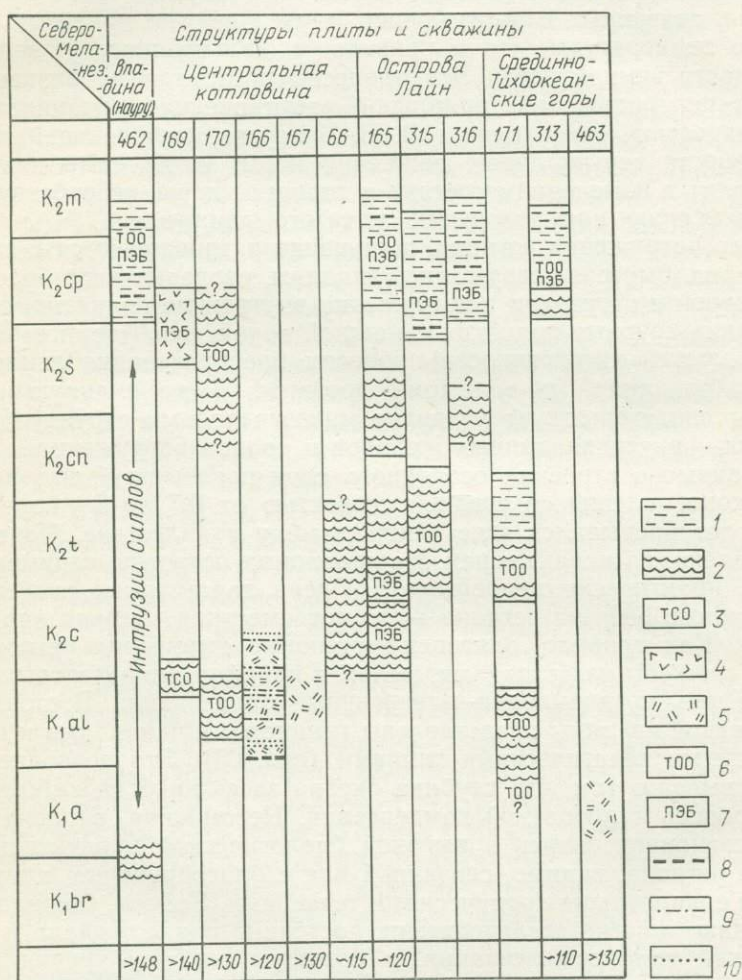


Рис. 5. Стратиграфическое положение основных проявлений мелового внутриплитного вулканизма в центральной части Тихого океана. По С. О. Шленгеру и И. П. Сильве [40].

1 — вулканокластические образования; 2 — базальтовые потоки и экструзивы; 3 — срединно-океанические толенты; 4 — базальтовые силлы; 5 — вулканические пеллы; 6 — океанические островные толенты; 7 — постэриозинные базальты; 8, 9, 10 — вулканокластические алевропелиты, алевролиты и песчаники

- 3) вулканизм, начавшийся в апте около 110 млн. лет назад, проявившийся во внедрениях пластовых интрузий (силлов);  
 4) заключительный подводный вулканизм центрального типа, начавшийся в кампане и закончившийся в маастрихте около 70 млн. лет назад (рис. 5).

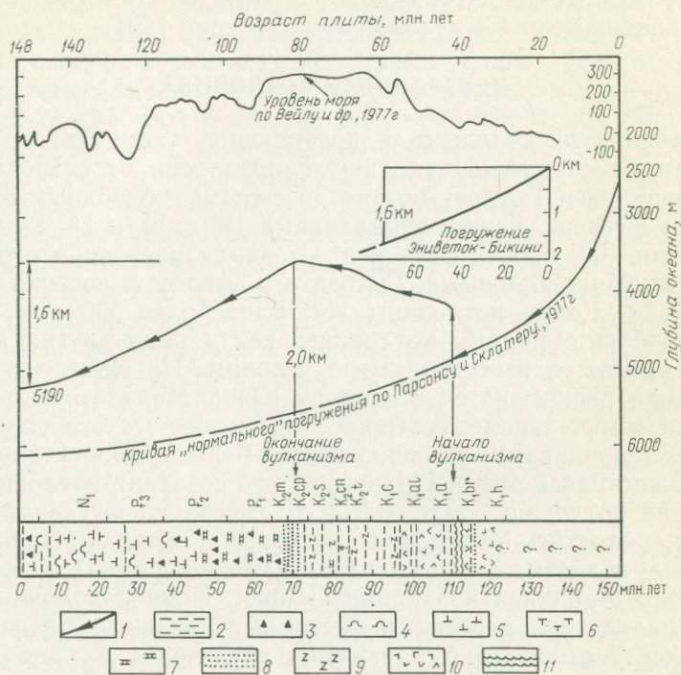


Рис. 6. Вертикальные тектонические движения района скв. 462 (Северо-Меланезийская впадина). По С. О. Шленгеру и И. П. Сильве [40].

1 — кривая погружения участка скв. 462; 2 — глины; 3 — кремни; 4 — радиolarиевые илы; 5 — каноллы; 6 — фораминиферовые илы; 7 — известняки; 8 — вулканокластические отложения; 9 — цеолиты; 10 — диабазы и базальты; 11 — перерыв в осадконакоплении

Приблизительно 150 млн. лет назад глубина океана над районом современной Северо-Меланезийской котловины составляла, по С. О. Шленгеру и И. П. Сильве, порядка 2500 м. Начавшееся погружение котловины сменилось 110—115 млн. лет назад интенсивным поднятием, вызванным баррем-аптскими внутриплитными вулканотермальными проявлениями (рис. 6). Это поднятие продолжалось приблизительно до кампан-маастрихта, т. е. до окончания внутриплитного вулканизма 70 млн. лет назад. Вулканизмом и поднятием были охвачены не только Северо-Меланезийская котловина, но и весь обширный регион центральной части Тихого океана до островов Лайн на востоке и Срединно-Тихоокеанских гор на севере. Вулканизм привел к образованию подводных гор и обширных субаэральных сооружений. На вулканах и вокруг них образовались апт-сеноманские и кампан-маастрихтские рудисто-

коралловые рифы. Турбидитный детрит с этих рифов был встречен в разрезах скв. 462, скв. 165, 315 и 316 поднятия Лайн, скв. 313 Срединно-Тихоокеанских гор.

С. О. Шленгер и И. П. Сильва считают, что поднятие центральной части Тихого океана вместе с аналогичными и синхронными вулкано-тектоническими процессами в Атлантике стало одной из причин великой меловой трансгрессии [40].

### ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

Котловина расположена в центральной части Тихого океана. Она вытянута в северо-западном направлении от островов Токе-лау, Общества и Туамоту на юге до системы подводных гор Уэйк-Неккер на севере, между параллелями  $18^{\circ}$  с. ш. и  $18^{\circ}$  ю. ш. и меридианами  $169^{\circ}$  в. д. и  $153^{\circ}$  з. д. С запада котловина ограничена островами Маршалловыми, Гилберта и Тувалу, с востока — островами Лайн. Длина котловины достигает более 5000 км, ширина 2000—2500 км. Границы котловины, как и ряда других котловин Тихого океана, в известной мере условны. По существу на юго-западе она раскрывается в сторону Южно-Меланезийской впадины, а на северо-западе, северо-востоке и юго-востоке соединяется широкими проливами со впадинами Бейлей, Восточно-Марианской, Южно-Гавайской и Полинезийской соседних котловин. В рельефе дна котловины выделяются (с севера на юг) впадина Магеллана, поднятие Магеллана, впадины Северная Пальмира и Кэмпбелл, поднятие Хауленд, впадины Гарднера и Северная Токе-лау, плато Манихики и впадина Пенрин. Южная половина Центральной котловины пересечена системой поперечных разломов Нова-Кантон. Тесно связано с развитием котловины пограничное поднятие Лайн, отделяющее Центральную котловину от Северо-Восточной.

### Впадина Магеллана

Под этим названием выделяется обширная северная впадина Центральной котловины с очень сложным строением дна и изрезанными контурами. На севере, западе и востоке края впадины проходят вдоль границ котловины, с юга она ограничена поднятиями Магеллана и Хауленд, которые отделяют ее от впадины Гарднера (см. рис. 4). В этих пределах впадина по изобате 5500 м вытянута на 2500 км в длину, имеет ширину от 400 км на севере до 1400 км на юге и ограничена  $18$  и  $4^{\circ}$  с. ш.,  $169^{\circ}$  в. д. и  $171^{\circ}30'$  з. д. Дно океана здесь представляет собой сложно расчлененную высокохолмистую равнину с многочисленными обособленными и сгруппированными в массивы подводными горами.

Мощность земной коры впадины меняется от 6,3 км вблизи северо-восточной части Маршалловых островов при глубине океана 4930 м до 8,3—9,3 км в 250 км к юго-западу от горы Витязя при глубине 5350—5360 м [32, 42].

Разрез осадочных отложений изучен Э. Винтерером и Д. Юингом с соавторами в северо-западной части впадины в результате бурения скв. 169 и 170 [10, 40]. Выше выветрелых экструзивных базальтов скважины вскрыли глубоководные известковистые цеолитовые глины позднего альба мощностью 10—15 м. На них в скв. 169 вблизи Маршалловых островов (глубина океана 5415 м) без видимых следов перерыва залегают верхнемеловые бурые цеолитовые глины с редкими прослоями слабо известковистых глин мощностью около 150 м. По всему разрезу мела — примесь пирокластического материала, прослой кремней. В скв. 170, расположенной в 600 км к восток-северо-востоку при глубине океана около 5800 м был пройден непрерывный разрез менее глубоководных отложений верхнего мела, представленных переслаиванием нанопланктонных глинистых известняков и мела со слабо известковистыми цеолитовыми глинами. Мощность верхнего мела в скв. 170 достигает 160 м. Пелагическими цеолитовыми и радиоляриевыми глинами и илами в палеогене с прослоями порцелланитов и кремней представлены и кайнозойские отложения, мощность которых составляет всего от 20 м в скв. 170 до 70 м в скв. 169. В 40 м от забоя скв. 169 прошла интрузию диабазов мощностью около 10 м.

### Поднятие (вал) Хауленд

Поднятие вытянуто на 2500 км в восток-северо-восточном направлении от островов Гилберта до атолла Фаннинг в центральной части островов Лайн, пересекая поперек, приблизительно по середине, всю Центральную котловину (см. рис. 4). Ширина поднятия изменяется от 500—800 км на западе до 200—400 км на востоке. К северу от вала Хауленд расположены впадина Магеллана, поднятие Магеллана и впадина Западная Пальмира, к югу — впадины Гарднера, Нова и система разломов Нова-Кантон. Вал Хауленд ограничен координатами 4°30' ю. ш. и 6° с. ш., 177° в. д. и 161° з. д. Рельеф дна океана в этом районе, кроме самой восточной части, изучен слабо. Выделенные наиболее крупные элементы поверхности дна позволяют говорить о его относительно сложном строении. В целом поднятие на всем протяжении ограничено с севера и с юга изобатой 5500 м. Торцевые части вала оконтуриваются изобатой 5000 м у островов Гилберта и Лайн. В северной части западного торца поднятия по изобате 5000 м выделяется узкий вал, вытянутый почти на 500 км в север-северо-западном направлении от 0°50' до 5°15' с. ш. Ширина вала 50 км. С валом сопряжен желоб глубиной более 6000 м, расположенный к востоку от него. Над цоколем вала возвышаются четыре подводные горы высотой 2,5—3,5 км. На продолжении оси вала к северу отдельные горы и сопряженные с ними глубокие овальные впадины прослеживаются еще на протяжении около 300 км. Центральная часть поднятия Хауленд по изобате 5500 м образует широкий выступ к север-северо-западу размером приблизительно

400×600 км, в северной части которого поперек его простирания расположено поднятие Магеллана. В 200—250 км к юг-юго-востоку от поднятия Магеллана, в пределах вала Хауленд, выделяется еще одно небольшое поднятие размером 90×160 км, также ограниченное изобатой 5000 м. В 250—300 км к юг-юго-востоку от этого поднятия расположены острова Хауленд и Бейкер высотой около 7 м, диаметром порядка 1,5 км. Это — поднятые атоллы.

В 800—850 км от островов Лайн вал сужается и коленообразно изгибается к юго-востоку, а затем продолжается в прежнем направлении до островов. Эта часть вала построена наиболее сложно и отличается высокохолмистым рельефом с многочисленными подводными горами, цепи которых обычно вытянуты в северо-западном направлении, параллельно островам Лайн.

Глубинное строение земной коры изучалось на северном склоне западной части поднятия новозеландской экспедицией на судне «Эндивуар» под руководством М. Р. Хохштейна. Общая мощность земной коры составляет на этом участке более 7,5 км, мощность первого слоя 0,41 км. По данным А. С. Фурумото, изучавшего глубинное строение земной коры вала Хауленд в его крайней восточной части вблизи 22—23° с. ш. и 163—164° з. д., общая мощность земной коры здесь составляет 6,28—6,54 км [32].

Строение осадочных отложений описано Э. Винтерером, У. Ридлом и Д. Юингом с соавторами по данным бурения скважин 65, 166 и 66 в западной, центральной и восточной частях поднятия Хауленд [40]. Сква. 65, пробуренная в желобе у северо-западного края поднятия, при глубине океана 6130 м до базальтов второго слоя не дошла. Самые древние из вскрытых отложений относятся к среднему эоцену. Нижняя пачка, представленная чередованием тонких прослоев кремней и турбидитов с более редкими прослоями радиоляриевых илов, имеет мощность 60 м; в ней встречена среднеэоцен-олигоценовая фауна. В турбидитах — перетолженные фораминиферы и радиолярии от позднемерелового до эоценового возраста, обломки пирокластических пород и аргиллитов. Выше — непрерывный разрез олигоцен-голоценовых радиоляриевых илов мощностью 127 м.

Сква. 166 пробурена в 200—250 км к юг-юго-востоку от поднятия Магеллана при глубине океана 4962 м. Над экстрозивными базальтами она прошла пачку известковистых и окремненных аргиллитов с прослоями туфов мощностью 28 м. В аргиллитах — бентосные фораминиферы и нанопланктон позднего готерива — раннего апта [10], выше — аргиллиты апта (10 м), туфопесчанники, алевролиты и глины альба (50 м). Сеноман представлен главным образом пелагическими образованиями — цеолитовыми глинами с прослоями кремней, редкими прослоями мела, туффитовых и слабо известковистых глин. Его мощность в скв. 166, по-видимому, не превышает первых десятков метров. На сеномане с глубоким размывом залегают кайнозойские радиоляриевые глины (в нижней части) и илы, которые в пределах нижних 30 м переслаиваются с кремнями. Общая мощность кайнозоя в скв. 166 составляет бо-

лее 200 м. Он начинается отложениями среднего эоцена и практически непрерывно продолжается до плейстоцена включительно.

### Поднятие Магеллана

Поднятие расположено в пределах выступа, отходящего в север-северо-западном направлении от поднятия Хауленд во впадину Магеллана и ограничено координатами  $5^{\circ}30'$  и  $8^{\circ}$  с. ш.,  $175^{\circ}40'$  и  $178^{\circ}30'$  з. д. (см. рис. 4). Оно имеет поперечное по отношению к структурам региона северо-восточное простирание. По замкнутой изобате 5000 м его размеры  $200 \times 380$  км. Рельеф поверхности поднятия расчленен относительно слабо. От минимальной глубины 3200 м поднятие довольно круто под углом до  $3-5^{\circ}$  погружается к северо-востоку и более полого к юго-востоку и северо-западу. К. Тамаки, М. Йошима и Р. Ларсон отмечают существование в северо-восточной части поднятия трога запад-северо-западного простирания, который по связанным с ним линейным магнитным аномалиям может быть остаточным раннемеловым центром расширения [47]. Осадочные отложения поднятия изучались Э. Винтерером и Д. Юингом с соавторами по материалам бурения скв. 167 (см. рис. 3), пробуренной при глубине океана 3176 м [10, 40].

Над экструзивными базальтами скважиной вскрыта десяти-метровая пачка известняков с кремнями, примесью пирокластического материала и обломками вулканических пород, в которых встречен верхнетитонско-нижнеберриасовый нанопланктон. Выше пройдена толща известняков с частыми прослоями кремней и более редкими и тонкими бурых глин, туффилов и алевроитовых туфов, мощность которой достигает 310 м. В этой толще по нанопланктону выделены все зоны неокома, апта и альба. Над ней с постепенным переходом залегают верхнемеловые образования, представленные известняками и мелом с прослоями кремней общей мощностью 185 м. Еще выше пройдены палеогеновые карбонатные образования — нанопланктонный и нанофораминиферовый мел и известняки, в палеоцене и среднем эоцене — с частыми прослоями кремней. Мощность палеогена 416 м. После перерыва с выпадением верхнего палеоцена, нижнего эоцена и низов среднего эоцена изучен, по-видимому, непрерывный разрез палеогена и неогена. Мощность нанофораминиферовых илов неогена и плейстоцена достигает 260 м. Скорость осадконакопления оценивается Э. Винтерером и Д. Юингом в  $0,4-1,0$  см/1000 лет для ранней и средней частей мелового периода и в 2 см/1000 лет для поздне-мелового времени. Позднее она снижается до 0,4 см/1000 лет в палеогене и вновь возрастает до 2,5 см/1000 лет в конце олигоценной эпохи.

### Впадина Северная Пальмира

Впадина Северная Пальмира расположена к востоку от впадины Магеллана и отделена от нее узким подводным отрогом под-

нятия Лайн. По замкнутой изобате 5000 м она вытянута на 500—600 км в северо-западном направлении при ширине 200—250 км и ограничена координатами 6°30' и 10°30' с. ш., 164°30' и 170°45' з. д. (см. рис. 4). Поверхность дна океана характеризуется здесь изрезанным высокохолмистым рельефом на севере и относительно выровненным на юге. В северной части впадины изобатой 5200 м оконтуриваются две небольшие (70×300 и 30×130 км), наиболее глубокие депрессии север-северо-западного и широтного простираний.

Разрез осадочных отложений впадины Северная Пальмира описан Э. Винтерером и Д. Юингом с соавторами по данным бурения скв. 165, пробуренной на участке с глубиной океана 5053 м [40]. Выше экструзивных базальтов скважина прошла толщу туффопесчаников, алевролитов и конгломератов кампана и маастрихта. В песчаниках и алевролитах — прослой глин и нанопланктонных известняков, в средней части — пластовые интрузии пузырчатых базальтов, в кровле — пачка известняков с кремнями. Общая мощность кампана и маастрихта 230 м. Выше, после перерыва, залегает толща нижнеэоцен-олигоценовых образований мощностью до 245 м, представленная нанопланктонным и нанорадиоляриевым мелом. Над ней с размывом лежит пласт плиоценового нанофораминиферового ила мощностью около 5 м. Таким образом, палеоцен и почти весь неоген в разрезе скв. 165 отсутствуют [11].

### Впадина Кэмпбелл (Западная Пальмира)

Впадина Кэмпбелл расположена в 800 км к западу от острова Пальмира (см. рис. 4). От впадины Северная Пальмира она отделена отргом подводного поднятия системы Лайн. По изобате 5500 м, раскрывающейся на северо-запад в сторону впадины Магеллана, она вытянута на 750 км в юго-восточном направлении при ширине 300—350 км и ограничена координатами 2°20' и 8°15' с. ш., 165°40' и 171°30' з. д. Дно океана в пределах северной половины впадины построено несложно. Лишь в северной части пролива, ведущего во впадину Магеллана, выделяются два узких желоба меридионального простирания глубиной более 6000 м, ограниченных такими же узкими грядами. Восточная часть южной половины впадины осложнена чередованием нешироких депрессий и поднятий северо-восточного простирания, ограниченных с юго-запада такими же поднятиями и депрессиями северо-западного простирания. Ширина депрессий и поднятий 50—100 км, перепады рельефа — первые сотни метров.

Разрез осадочных отложений впадины описан Э. Винтерером и У. Риделом с соавторами по материалам скв. 66, пробуренной у юго-восточного борта впадины (см. рис. 3) при глубине океана около 5300 м [40]. Выше выветрелых пузырчатых экструзивных базальтов скважина вскрыла докампанские верхнемеловые глины общей мощностью около 20 м. В нижних двух метрах глины — про-

слои пирокластических псаммитов и псефитов. Над верхнемеловыми глинами с размывом залегает пачка олигоценовых радиоляриевых глин с тонкими прослоями кремней. Мощность олигоцена 16 м. Выше с постепенным переходом залегает толща неогеновых и плейстоценовых радиоляриевых глин и илов. Изучение фауны показывает непрерывность разреза неоген-плейстоцена, общая мощность которого достигает около 150 м. Эта верхняя толща радиоляриевых глин сопоставляется с сейсмически прозрачным слоем, олигоцен, представленный переслаиванием глин и кремней — с непрозрачным «опаковым» слоем, верхнемеловые глины — с нижним прозрачным слоем, а кровля базальтов — с горизонтом «В» Д. Юинга и др. Скорости осадконакопления оцениваются в 0,5 см/1000 лет для неогеновых и лишь в 0,05 см/1000 лет для верхнемеловых глин. Э. Винтерер и У. Ридел с соавторами считают, что дно океана на этом участке с начала накопления осадков никогда не поднималось выше уровня карбонатной компенсации, который, по-видимому, располагался на глубине 4,8—5 км.

### Впадина Нова

Впадина расположена к югу от центральной части вала Хауленд (центральная часть впадины находится примерно в 700 км к восток-юго-востоку от о-ва Хауленд) и ограничена координатами 1°45' ю. ш. и 2° с. ш., 168° и 173°30' з. д. (см. рис. 4). Южная граница впадины — желоб Нова-Кантон. По изобате 5500 м ее размеры 250×600 км. Рельеф дна океана в пределах впадины относительно сложен. В ее центральной части можно выделить до шести поднятий размерами от 20×70 до 60×150 км, высотой от нескольких сотен до первых тысяч метров, обычно имеющих широтное или северо-восточное простираие.

Строение земной коры впадины не изучалось. Есть все основания предполагать, что оно очень близко описанному выше строению коры вала Хауленд.

### Впадина Гарднера

Впадина Гарднера — юго-западная часть Центральной котловины (см. рис. 4), ограниченная изобатой 5500 м, — отличается чрезвычайно изрезанным, сложным строением дна и слабой изученностью. С севера впадина ограничена валом Хауленд, с запада — островами Тувалу, с юга — хребтом Робби, с юго-востока — валом, отходящим от этого хребта и разделяющим впадины Гарднера и Северная Токелау. Крайние точки впадины расположены в пределах 9°30' ю. ш. и 0°15' с. ш., 177° в. д. и 166°45' з. д. Впадина вытянута на 1800 км в восток-северо-восточном направлении при ширине до 700—800 км. В рельефе дна океана четко выделяются желоба и овалообразные депрессии, вытянутые в северо-восточном направлении и оконтуривающиеся изобатой 6000 м; их ширина обычно составляет первые десятки, реже до 90—100 км. Резко

сужающаяся восточная часть впадины отделена от основной ее части горной грядой Хауленд-Суэйнс север-северо-западного простирания, протягивающейся от  $1^{\circ}$  с. ш. до  $11^{\circ}$  ю. ш. на расстоянии около 1500 км [22]. Ширина горной гряды изменяется от 75—100 км у ее концов до 450 км в средней части, в районе островов Феникс. Ее южную часть образуют о-ва Токелау. Гряда состоит из 35 гор, одиннадцать из которых поднимаются до поверхности океана. Восемь гор несут на себе острова, три — рифы. Высота гор-островов достигает 5500 м, а ширина их оснований 45—75 км. В средней части гряды расположены о-ва Феникс. Но непосредственно на простирании гряды находятся только два острова этой группы — Мак-Кин и Гарднера и риф Каронделле. Остальные острова Феникс образуют массив к востоку от нее.

Строение земной коры впадины не изучено. Вероятно, оно должно быть близким описанному выше для Южно-Меланезийской впадины. Но по расчетам Г. Вулларда и У. Стрейнджа в районе островов Феникс мощность земной коры может достигать 15 км.

### Система разломов Нова-Кантон

Эта система разломов пересекает вкрест простирания всю Центральную котловину. Она прослеживается в виде желобов и хребтов на протяжении около 2400 км в восток-северо-восточном направлении от западной части впадины Гарднера, пересекая ее, и далее через горную гряду Хауленд-Суэйнс, вдоль южных бортов впадины Нова и вала Хауленд до о-ов Лайн, к северо-западу от о. Рождества, т. е. от точки с координатами  $4^{\circ}40'$  ю. ш.,  $180^{\circ}$  до точки  $2^{\circ}20'$  с. ш.,  $159^{\circ}10'$  з. д.

В 1970 г. на судне «Махи» была детально изучена средняя часть этой системы от  $166^{\circ}$  до  $172^{\circ}$  з. д. [35]. Главный элемент рельефа дна океана на этом участке — узкий желоб, обрамляемый в восточной части хребтами с севера и с юга, а в западной — одним хребтом с южной стороны. Азимут простирания желоба  $70^{\circ}$ . Максимальная глубина желоба, которая отмечена вблизи его пересечения меридианом  $168^{\circ}$ , превышает 8000 м, ширина до 10—20 км. Наибольший перепад высоты между хребтами и желобом достигает 5100 м на 15 км. Средний угол наклона бортов желоба здесь достигает  $15$ — $20^{\circ}$ , но фактически углы наклона на отдельных участках могут быть и больше. К северу от желоба и обрамляющих его хребтов рельеф дна представлен серией пологих гряд и отрогов, которые, по мнению Б. Розендаля с соавторами, как и сам желоб, образовались в результате смещения блоков земной коры по сбросам [44]. Здесь прослежены как одиночные грабены, так и чередование грабенов и горстов. С южной стороны системы желоб — хребет прослеживается относительно пологий свод, крылья которого ступенчато погружаются к северу и к югу. От обрамляющего желоб хребта этот свод отделен узким грабеном. Рассчитанная по аномалиям силы тяжести глубина до поверхности Мохоровичича меняется в пределах 10,4—13,7 км в осевой части же-

лоба и 8,7—13,0 км на обрамляющих поднятиях. Таким образом, по очень приблизительной оценке мощность земной коры здесь должна составлять от 4—5,5 км в центральной и западной частях до 7,5—8,5 км в восточной части изученного отрезка системы разломов.

Дно желоба обычно покрыто сейсмически прозрачными или слоистыми осадочными отложениями, мощность которых, как и в соседних грабенах, достигает первых сотен метров. В результате драгирования, проводившегося с судов «Махи» и «Арго» на глубине 7100—7200 м, по данным В. П. Петелина, были собраны эдафогенные образования, представленные песком, щебнем и слабо окатанными обломками магматических пород. Основная часть этих обломков — вулканические породы — выветрелые тонкозернистые субщелочные толеитовые базальты. Обломки вулканического стекла и стекловатых пород выглядят значительно свежее. Их абсолютный возраст, по определению А. и Ц. Энгелей, около 70 млн. лет. Значительный интерес представляют обломки интрузивных образований, представленные крупнозернистыми диабазами и пегматитовыми кумулатными габбро, часть из которых — анартозитовые. Б. Розендаль и др. считают, что обломки габбро — это продукты разрушения третьего океанического слоя.

К западу от трога Кантон, за перемычкой, образованной подводным продолжением цепи островов Эндербери-Кантон, почти до меридиана  $180^\circ$  прослеживается еще более протяженный, но, по видимому, менее глубокий желоб — трог Нова-Кантон, который в основной своей части, к западу от  $174^\circ 20'$ , четко оконтуривается изобатой 6000 м. Ширина желоба 10—30 км, длина в пределах изобаты 6000 м 640 км. К северу и к югу от западной части желоба в рельефе дна впадины Гарднера выделяются еще по 3—4 значительно более коротких желоба, субпараллельных трогу Нова-Кантон, которые также оконтуриваются изобатой 6000 м. В ряде случаев между желобами прослеживаются валообразные поднятия. Общая ширина системы желобов в этой части достигает 4000—450 км.

Восточнее трога Кантон, от  $165^\circ 30'$  до  $161^\circ 30'$  з. д., наиболее выраженный элемент рельефа дна океана в системе разломов Нова-Кантон — узкий хребет протяженностью 450 км при ширине 15—35 км. На большей части своей длины хребет оконтуривается изобатой 4000 м. Над общим цоколем хребта возвышается не менее семи отдельных гор высотой более 1000 м. Еще далее к востоку, на протяжении около 300 км, почти на продолжении оси хребта прослеживается кулисно сочленяющаяся с ним неширокая депрессия, врезающаяся в поднятие островов Лайн и резко сужающаяся в восточном направлении.

### Впадина Северная Токелау

Впадина Северная Токелау расположена к юго-востоку от островов Феникс, впадины Гарднера и зоны разломов Нова-Кантон

за нешироким валом северо-восточного простирания. Она вытянута на 900 км с юго-запада на северо-восток от точки с координатами  $7^{\circ}15'$  ю. ш. и  $169^{\circ}40'$  з. д. до точки  $0^{\circ}30'$  ю. ш.  $165^{\circ}$  з. д. и имеет среднюю ширину 150 км. Судя по изобате 5500 м, впадина состоит из двух неравных частей: длинной и широкой западной ( $650 \times 670$  км) и короткой и узкой восточной ( $50 \times 220$  км). Изрезанные контуры и ряд небольших гор, поднимающихся над ее ложем, позволяют говорить, что впадина имеет относительно сложный рельеф дна. Строение земной коры впадины не изучалось.

### Поднятие Манихики

Это обширное поднятие расположено в крайней южной части Центральной котловины, отделяя ее от небольшой Самоанской впадины Южной (Юго-Западной) котловины (см. рис. 4). С северо-запада поднятие граничит со впадиной Северная Токелау, с востока — со впадиной Пенрин. В плане поднятие имеет форму неправильного четырехугольника с примерными координатами углов  $10^{\circ}50'$  ю. ш. и  $169^{\circ}20'$  з. д.,  $3^{\circ}$  ю. ш. и  $164^{\circ}45'$  з. д.,  $8^{\circ}30'$  ю. ш. и  $159^{\circ}20'$  з. д.,  $15^{\circ}$  ю. ш. и  $162^{\circ}30'$  з. д. В этих границах по изобате 5000 м поднятие имеет размеры  $720 \times 1050$  км.

Рельеф дна в пределах поднятия в целом построен достаточно сложно. Здесь, по данным Э. Л. Винтерера с соавторами, по крайней мере, четыре поднятых участка: Высокое плато (собственно плато Манихики), два Западных плато и Северное плато. Эти плато разделены системами желобов, наиболее протяженные из которых — желоба Дейнджер (троги о. Дейнджер) и Суворова. Первый из желобов ограничивает с северо-запада Высокое плато, а второй врезается в него на западе. Узкие желоба, углубленные на 300—400 м относительно ложа, и сопряженные с ними хребты ограничивают Высокое плато с юго-востока [22].

Общая мощность земной коры поднятия Манихики оценивается в 22,5—23,5 км [39]. Мощность осадочных образований на относительно мелководных плато и в разделяющих их трогах составляет более 1 км. Разрез осадочных отложений плато Манихики изучен в интервале 2598—3508 м в результате бурения скв. 317 [40]. Как отмечают С. О. Шленгер, Э. Д. Джексон и др., выше базальтов второго слоя с прослоями туффитов общей мощностью более 33 м скважина прошла толщу туфопесчаников, туфоалевролитов, туфопелитов и брекчий мощностью до 233 м. Встреченные в этой толще обломки моллюсков не позволяют судить о возрасте, но несомненно свидетельствуют о том, что вмещающие их породы имеют мелководное происхождение. Выше залегают известняки с кремнями и туфоалевролиты, содержащие бедную фауну бентосных фораминифер и нанопланктон баррема—апта мощностью около 50 м. Над ними залегают альб — 30 м, переслаивание аргиллитов и мела с прослоями кремней, еще выше — 45 м — верхнемеловой наномел с прослоями глины и кремней. Залегающую выше

толщу мощностью около 130 м скважина прошла без сбора кер-на. Верхние 425 м разреза скважины представлены эоцен-плейстоценовыми нафтами и мелом. В нижних 120 м этой пачки, относящихся к раннему эоцену — раннему олигоцену, встречены про-слои кремней.

Толентовые базальты, вскрытые на забое скв. 317, по своему химическому составу весьма близки к базальтам срединноокеанических хребтов. Их абсолютный возраст, по данным М. А. Ламфере и Д. Б. Далримпла, изменяется в пределах от 85 до 110 млн. лет [40]. Скорость распространения в них продольных сейсмических волн составляет 4—5,7 км/с. Базальты скв. 317 очень сходны с базальтами, вскрытыми в рейсе 30 (скв. 289) на плато Онтонг-Джава. Их близкое сходство с базальтами современных «спрединговых центров» не позволило американским исследователям относить рассматриваемые плато к погружившимся микроконтинентам. Другая особенность этих базальтов — значительная пузырчатость, свидетельствующая о малой глубине океана во время их излияния, которая была меньше 400 м. Допускается и субаэральное образование базальтов. Это дает основания считать, что в течение последних 110—120 млн. лет плато Манихики погрузилось на 3000—3500 м [40].

### Впадина Пенрин

На листе 5—11 ГЕБКО [31] к востоку от плато Манихики выделена котловина Пенрин, распространяющаяся на восток до островов Лайн и ограниченная с севера широтной цепью редких подводных гор, в восточной части которой над уровнем океана поднимается о. Старбак. Наиболее глубокая западная часть котловины, занимающая около 2/3 ее площади, почти полностью сконтурируется изоботой 5300 м. Самый погруженный участок котловины с координатами 154° з. д. и 11° ю. ш. имеет глубину до 6600 м. Примерные размеры котловины в указанных границах 800×900 км.

Под впадиной Пенрин понимается более обширная депрессия, в которой котловина Пенрин представляет собой лишь среднюю, наиболее погруженную часть. Западная и восточная границы впадины соответствуют границам котловины, но с севера впадина граничит с системой разломов Нова-Кантон, а с юга с цепью Южных островов Кука. Она примерно ограничена параллелями 2° с. ш. и 18°30' ю. ш. и меридианами 161°30' и 152° з. д. (см. рис. 4). В указанных границах впадина почти полностью оконтуривается изоботой 5000 м, а ее размеры достигают 800×2200 км.

Дно океана в пределах впадины, за исключением ее самой южной части, построено сравнительно несложно. Пологая поверхность дна обычно осложнена лишь конусовидными вулканическими горами, количество которых возрастает в средней части впадины, между параллелями 4—12° ю. ш. Ряд гор воздымается над уровнем океана, образуя острова (Пенрин, Старбак и др.). В южной части впадины выделяется несколько небольших депрессий и под-

нятий длиной от первых десятков до первых сотен километров, вытянутых в северо-восточном направлении. Северо-восточное простиранье характерно для южного края впадины. Оно преобладает и в ее центральной части, где прослеживается ряд узких шириной до 20—70 км депрессий, органических изобатой 5500 м.

Земная кора изучалась на юго-западе впадины вблизи восточного края Высокого плато Манихики на участке с глубиной океана 5200 м [39]. Общая мощность земной коры этой части впадины составляет 6,3 км.

### Поднятия островной системы Лайн

Островная система Лайн (Центральные Полинезийские Спорады) расположена в центральной части Тихого океана. Она вытянута более чем на 4000 км в юг-юго-восточном направлении от подводного хребта Неккер на севере до островов Туамоту на юге в пределах от 18,5° с. ш. до 12° ю. ш. и от 170 до 150° з. д.

На севере система начинается линейными грядами конических подводных гор и узких хребтов, разделенных широкими проходами глубиной до 5100—5300 м. Ширина оснований отдельных гор и массивов достигает здесь 10—35 км, протяженность до 200 км. Ширина горной системы в связи с некоторой разбросанностью гор и массивов достигает 150—350 км. Вершины гор поднимаются на севере до отметок глубины от 3500 до 1400 м. Одна из гор вышашается над уровнем океана, образуя у северного окончания системы атолл Джонстон. Южная половина северного звена системы представлена изометричными и овальными в плане поднятиями. Вершины некоторых гор здесь выделены на глубине от 2200 до 900 м.

К югу от 8° с. ш. прослеживается среднее звено системы, в котором преобладают вытянутые горные массивы, объединяющиеся по изобате 4000 м в более или менее единый хребет шириной 100—200 км. В основании системы лежит очень пологий вал, ширина которого по изобате 5000 м достигает 800—1000 км. Вершины отдельных гор поднимаются в этой части системы над уровнем моря, образуя группу атоллов и рифов. Это коралловый риф Кингмен, атоллы Пальмира, Вашингтон, Фаннинг и Рождества. Поперечные размеры этих островов обычно составляют от 2—3 до 15—20 км, высота — от 3—5 до 18 м. Подводные горные вершины между этими островами расположены на глубинах от 1500 до 850 м. В проходах над седловинами хребта глубины доходят до 3000—4000 м. К югу от экватора единый хребет заканчивается, и система Лайн представлена цепью гор, вершины которых обычно располагаются на глубинах от 4300 до 1200 м. Вершины четырех гор поднимаются над океаном, образуя острова Молден, Восток, Каролайн и Флинт. Поперечные размеры этих островов, кроме о. Восток диаметром всего 0,55 км, такие же, как у островов более северной группы, высота достигает 11—18 м.

Склоны гор и доколей островов системы Лайн отличаются значительной крутизной. Для основных средних звеньев системы характерна четкая асимметрия — горы прижаты к запад-юго-западным краям хребтов. Дно вокруг островов часто образует широкие субгоризонтальные участки поверхностей аккумулятивного выравнивания, что связывается с интенсивным осадконакоплением, вызванным как повышенной биологической продуктивностью в зоне экваториального апвеллинга, так и со сносом материала с крутых склонов гор [22]. Данные о глубинном строении земной коры системы Лайн отсутствуют. Главная особенность геологического строения этого региона — протяженные прогибы, обрамляющие с обеих сторон поднятие Лайн. Прогибы заполнены осадочными отложениями, мощность которых в центральной части системы Лайн достигает более 1000—1200 м.

Осадочные отложения изучены в результате бурения скв. 315 и 316 в центральной и южной частях системы Лайн. По данным С. О. Шленгера, Э. Д. Джексона и др., скв. 315, пробуренная в 100 км к восток-северо-востоку от атолла Фаннинг при глубине океана 4164 м, пройдя около 40 м по базальтам, вскрыла над выветрелыми магматическими породами толщу образований, представленную в основании пестроцветными ожелезненными аргиллитами, туфопесчаниками с градационной слоистостью и алевролитами верхнего мела с прослоями нанопланктонных известняков и глин [40]. Общая мощность верхнемеловых отложений около 210 м. В нижних 70 м разреза ископаемые остатки отсутствуют. Выше по нанопланктону выделяются сантон, кампан и маастрихт. В верхней части разреза верхнего мела встречен обильный рифовый детрит, представленный обломками раковин крупных фораминифер, красных известковых водорослей, иглокожих и мшанок. Такими же туфопесчаниками и брекчиями с прослоями нанофораминиферовых известняков представлен верхний мел (кампан и маастрихт) в скв. 316, расположенной в 215 км к югу от о. Рождества. Мощность верхнего мела здесь достигает 257 м.

Кайнозойские отложения отделены от верхнемеловых перерывом — в скв. 315 на средний маастрихт ложится верхний палеоцен, а в скв. 316 — датский ярус [10]. Палеоген в этих скважинах сложен нанопланктонным и нанорадиоляриевым мелом с кремнями, в скв. 316 — с прослоями доломитов. Мощность палеогеновых отложений в скв. 315 достигает 322 м, в скв. 316 190 м. К неогену и плейстоцену в этих скважинах относятся толщи нанофораминиферовых и нанорадиоляриевых илов мощностью от 465 м в скв. 315 до 390 м в скв. 316.

Скорости осадконакопления составляли на участке скв. 315 от 1—1,5 см/1000 лет в верхнемеловую эпоху, 0,2 см/1000 лет в течение большей части палеогена до 2—5 см/1000 лет с позднего олигоцена по настоящее время. В районе скв. 316 скорость седиментации в верхнемеловую эпоху достигала 2,5 см/1000 лет. Она была выше, чем на участке скв. 315, и в палеогене, составляя при-

мерно 0,5 см/1000 лет, а в неогене, наоборот, снизилась до 1,5 см/1000 лет [40].

Экстраполяция скорости осадконакопления до фундамента показывает, что базальты второго слоя должны располагаться примерно в 70—150 м ниже забоя скв. 316, которая была оставлена на глубине 837 м от дна или 5302 м от уровня океана.

Вулканические породы, вскрытые скважинами на склонах поднятий системы Лайн и драгированные с вершин гор, отличаются большим разнообразием и необычным составом. Подавляющее большинство пород образует широкий спектр щелочных дифференциатов, включая кварцевые трахиты и фонолиты. Толенты и щелочные базальты были получены лишь при одном драгировании, породы средние между щелочными базальтами и толентами — при бурении скв. 315. На четырех станциях с вершин гор системы Лайн были получены калиевые нефелиниты, не похожие на другие магматические породы океанических котловин. Эти нефелиниты очень сходны с калиевыми мафическими лавами Восточно-Африканских рифтов. В них встречены ксенолиты амфибол-авгитов и биотит-авгитов, аналогичные включениям в калиевые лавы Африки. По крайней мере на двух из гор системы Лайн калиевые нефелиниты были драгированы на участках пересечения системы запад-северо-западными хребтами, прослеживающимися западнее островов Лайн до поднятий Уэйк, где также были подняты драгированием калиевые мафические лавы. Присутствие калиевых нефелинитов на вершинах гор Уэйк и Лайн позволяет предполагать, что они представляют собой часть единой провинции, структурно связанной с хребтами запад-северо-западного простирания. Как предполагает Д. Х. Нэтленд, эти хребты образовались в результате развития 85—105 млн. лет назад древней Центрально-Тихоокеанской рифтовой системы [40]. Дело в том, что калиевые нефелиниты повсеместно распространены только в регионах, характеризующихся медленным растяжением земной коры, подобных рифтам Восточной Африки. В целом поперечные запад-северо-западные хребты отличаются щелочным вулканизмом, который не связан с единым центром расширения. На участках скв. 165 и 170 установлены излияния щелочных лав прямо на дно океана.

Одной из главных задач 33-го рейса «Гломар Челленджера» вдоль островной цепи Лайн была проверка гипотезы «горячей точки». Вместе с материалами, полученными в 17-м рейсе (скв. 165), данные бурения скв. 315 и 316 не подтверждают эту гипотезу. По возрасту самых древних осадочных отложений в этих скважинах время окончания излияния базальтовых лав на участках их заложения, растянувшихся на 1270 км с севера на юг вдоль цепи Лайн, оказалось приблизительно одинаковым, изменяющимся в пределах 79—85 млн. лет. И, таким образом, никакой миграции вулканизма вдоль этой большей части системы Лайн, по-видимому, не происходило [40].

## Разрывные нарушения и история развития Центральной котловины

В современном структурном плане Центральной котловины и ее обрамлений прослеживаются по крайней мере четыре системы разрывных нарушений. Две из них, имеющие север-северо-западное и восток-северо-восточное простирание, выделяются наиболее четко. Первая определяет расположение обрамляющих цепей вулканических поднятий островов Ратак, Гилберта и Тувалу на западе и островов Лайн на востоке, вторая, ортогональная по отношению к первой, контролирует простирание хребтов и трогов разлома Нова-Кантон и поднятия (вала) Хауленд. Обе эти системы, очевидно, связаны с развитием древних, позднее возрожденных разрывных нарушений. Две другие системы северо-восточного и запад-северо-западного простирания выделяются хуже. Разрывные нарушения северо-восточного до север-северо-восточного простирания ограничивают наиболее крупные более или менее изометричные в плане поднятия внутри Центральной котловины. Это, прежде всего, поднятия Магеллана и Манихики. Разрывные нарушения север-северо-западного простирания, по-видимому, относятся к числу древних, длительно развивавшихся дислокаций, заложившихся 120—130 млн. лет назад в начале раннемеловой эпохи или ранее. С более поздним временем, 80—105 млн. лет назад, связано образование поперечных северо-восточных разломов — глубинных сбросов, давших, в частности, начало развитию вулканических сооружений системы Лайн. Вскоре после этого заложилась разрывная система запад-северо-западного простирания. Удивительное сходство изливавшихся вдоль этих разломов магм с породами рифтовых зон Восточной Африки (см. выше) позволяет относить их к глубинным раздвигам.

Геологическая история Центральной котловины может быть восстановлена с большей или меньшей условностью с ранних веков мелового периода, когда 110—130 млн. лет назад трещинные излияния толеитовых базальтов завершили формирование современной океанической коры этого региона. Излияния, как отмечают С. О. Шленгер, Э. Д. Джексон и др., судя по высокой пузырчатости базальтов, происходили при глубине океана не более 400 м [40]. Базальты этого этапа истории котловины, очень сходные по химическому и минеральному составу с базальтами срединно-океанических хребтов, были вскрыты скв. 166, 167 и 169 (?) в районе поднятия Магеллана и к востоку от островов Ратак, а также в скв. 317 на плато Манихики (см. рис. 3). Последующее погружение привело к накоплению мощных осадочных толщ, в значительной части представленных глинистыми, карбонатными и вулканогенно-осадочными образованиями неокома и апта, вскрытыми скв. 166, 167, 317 и др. Развивающееся погружение на ряде участков котловины привело сначала к постепенному уменьшению в осадках вулканокластики с одновременным возрастанием роли карбонатного и кремнистого материала биогенного происхождения,

а затем и к опусканию дна ниже уровня карбонатной компенсации (Манихики). В период между 105 и 80 млн. лет назад, т. е. с начала альбского до сантонского века, в Центральной котловине отмечается следующая фаза вулканизма, проявившаяся излияниями базальтов, типичная для океанических островов (толеиты, некоторые щелочные базальты, гавайиты, муджириты, трахиты). С этой фазой вулканизма, сместившегося из центра к периферии котловины, связано образование вулканических построек островной системы Лайн. Происшедшее вскоре вслед за этим общее поднятие сопровождалось образованием глубинных раздвигов с излияниями калиевых базанитов и нефелинитов. Последующее погружение большей части Центральной котловины способствовало дальнейшему глубоководному осадконакоплению. Некоторые перерывы в осадконакоплении, очевидно связанные с подводными эрозионными процессами, отмечаются в начале туронского и сантонском веке на плато Манихики. Начавшееся после этого общее поднятие в кампан-маастрихское время проявилось в пределах системы Лайн формированием известняковых банок с накоплением относительно мелководных карбонатных осадков. Возможно, что этим поднятием не была охвачена впадина Магеллана в северной части Центральной котловины, где в разрезе скв. 170 отмечается согласное залегание палеогена на верхнемеловых отложениях. Но глубоководные глины и илы кайнозоя этой впадины, вскрытые скв. 169 и 170, имеют очень малую мощность, едва достигающую 20—70 м, и вполне вероятная возможность действия на этом участке мощных размывающих осадки глубинных течений — пока только предположение. На остальной площади котловины палеогеновые отложения залегают на верхнемеловых, как правило, со значительным размывом. Можно также утверждать, что погружение котловины и обрамляющих ее поднятий было в кайнозое уже достаточно ясно дифференцированным. В разрезах кайнозойских отложений уже можно видеть определенное влияние рельефа котловины в целом (профиль скв. 65, 166 и 66) и отставание в погружении системы поднятий Лайн, на западных склонах которых нет палеоцена и части или всего эоцена (скв. 66), а в северной части центрального звена — палеоцена и почти всего неогена (скв. 165). К концу маастрихского века, приблизительно 65 млн. лет назад, влияние источников сноса, связанных с хр. Лайн, ослабло и на участках бурения скважин стала преобладать пелагическая седиментация. Однако, как отмечают С. О. Шленгер, Э. Д. Джексон и др., установленные бурением перерывы в осадконакоплении, многочисленные выклинивания, глубокие каналы и размывы в пределах изученного сейсмопрофилированием островного шлейфа осадочных образований свидетельствуют о том, что система поднятий Лайн в течение длительного времени имела четкое геоморфологическое выражение в виде барьера, преграждающего путь водным массам, движущимся из Центральной котловины на северо-восток в сторону Гавайских островов. По-видимому, можно говорить об отставании в погружении поднятия Магеллана

с перерывом в осадконакоплении в позднем палеоцене, раннем эоцене и начале среднего эоцена и последующим карбонатным осадконакоплением и в меньшей степени поднятия Манихики с преобладанием карбонатного осадконакопления (скв. 317). Кайнозойская история плато Манихики отмечена непрерывным погружением с накоплением более 500 м пелагических осадков. С конца эоцена количество осаждающегося кремнистого материала убывает, и отложения становятся чисто карбонатными. Для Высокого плато, как отмечает Х. К. Дженкинс, общее погружение после окончания излияния толеитов составляет 3500—4000 м. Естественно, определенная часть этого погружения может быть связана с общим повышением уровня океана [40].

## СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ КОТЛОВИНА

Северо-Восточная котловина — самая обширная геоморфологическая область Тихого океана, занимающая третью часть всей его площади, располагается к западу и юго-западу от континента Северной Америки, приблизительно между параллелями  $60^\circ$  с. ш. и  $20^\circ$  ю. ш. и меридианами  $168^\circ$  в. д. и  $112^\circ$  з. д. С севера котловина ограничена Алеутским желобом и обрамляющими его поднятиями краевого вала, с запада и юго-запада системами поднятий Императорского хребта (Северо-Западных гор), Гавайских островов и островов Лайн, с юга — островами Туамоту, разломом Южным ( $20^\circ$  ю. ш.) и расположенным к северо-востоку от него восточным продолжением зоны Маркизского разлома.

Строение дна Северо-Восточной котловины отличается определенной упорядоченностью и ясно выраженной зональностью. Здесь выделяются две главных группы структур, одна из которых имеет север-северо-западное простираание, субпараллельное простираанию берегов континента Северной Америки, другая поперечное — восток-северо-восточное. Север-северо-западное простираание этой депрессии хорошо подчеркивается обрамляющими ее с запада поднятиями Императорских гор — Гавай, а с востока — прибрежными хребтами Кордильер Северной Америки. Поперечные структуры восток-северо-восточного простираания связаны с развитием широко известных разломов Чинук, Сервейер, Мендосино, Пайонир, Меррей, Молокаи, Кларирон, Клиппертон, Маркизского и Южного.

### Впадина Чинук

Впадина расположена к северу от разлома Мендосино и к востоку от меридиана  $168^\circ$  в. д., между  $36$  и  $50^\circ$  с. ш. С запада впадина ограничена Императорским разломом и поднятиями Хесса и Северо-Западного хребта с севера — Алеутским краевым валом и Алеутским желобом. Это самая большая впадина Северо-Восточной котловины. Ее общая длина достигает более 7000 км, ширина около 1700 км. Длина впадины по изобате 5000 м около 4500 км.

Пологий восточный борт впадины прослеживается до прибрежных поднятий Северо-Американского континента. Глубины дна в пределах впадины меняются от 2000—3000 м у основания материкового склона Северной Америки до примерно 6000—7000 м у Императорского разлома, вблизи подножия Северо-Западного хребта и в желобах поперечного разлома Чинук, пересекающего западную часть впадины. Рельеф дна этой впадины наиболее полно описан Г. Б. Удинцевым в работе «Геоморфология и тектоника дна Тихого океана» [22]. По особенностям рельефа здесь выделяется ряд провинций, как правило, различающихся и своим геологическим строением. Наиболее глубокая часть впадины, приближенная к ее западному борту, оконтуриваемая изобатой 5500 м, известна под названием Северной равнины. По этой изобате ее размеры 1100×2800 км.

Поверхность равнины залегает почти горизонтально на глубине более 5500 м. В центральной части равнины преобладают глубины 5700—5900 м. Рельеф равнины сложный, холмистый, весьма характерный для участков дна океана с малой мощностью осадочного покрова. Высота холмов достигает 100—200 м, ширина 10—12 км. Изредка встречаются отдельные горы высотой более 1000 м. С севера равнина обрамлена краевым Алеутским валом высотой порядка 800—1000 м, шириной более 150 км. Свод вала расположен на глубине 4500—5000 м. Над ним поднимается ряд невысоких гор, вершины которых располагаются на глубине 3000—4000 м. Важная особенность рельефа дна Северной равнины — глубоководные желоба. Наиболее крупная и сложно построенная система глубоководных желобов — желоб Чинук длиной около 1300 км и шириной 100—250 км пересекает в восток-северо-восточном направлении центральную часть Северной равнины.

Ряд исследователей связывает этот желоб с зоной глубинного разлома. Сложный рельеф желоба Чинук образуют узкие гряды высотой 300—500 м, поднимающиеся до отметок глубины 4150—4550 м, и желоба шириной 15—20 км и глубиной 6150—7150 м. Отдельные небольшие желоба, оконтуренные изобатой 6000 м, шириной 7—15 км и протяженностью до 200—250 км расположены к северу и к югу от разлома Чинук и также имеют восток-северо-восточное простирание. Мощность земной коры у северного и восточного краев равнины, ограниченных изобатой 5500 м, и к югу от разлома Чинук типична для океанов и обычно меняется от 5,4 км при глубине океана 5820 м до 7 км при глубине океана 5260—5500 м. Основную часть разреза образует нижний слой коры с  $V=6,5-7,1$  км/с, мощностью 4—6,5 км [31]. Мощность осадочных отложений первого слоя не превышает 0,1—0,5 км. Осадочные и магматические образования Северной равнины не изучались бурением. По данным магнитостратиграфии, которые можно использовать лишь как сугубо предположительные, самые древние осадочные отложения равнины — не моложе верхнемеловых. Лишь в пределах Алеутского краевого вала основание осадочного разреза, вероятно, сложено палеогеновыми отложениями.

К северо-востоку от Северной равнины располагается обширная Алеутская абиссальная равнина, выделенная в 1960 г. Р. Хартли. С юга она ограничена зоной разломов Сервейер, с востока и северо-востока Центральным холмисто-горным районом, отделяющим ее от абиссальных равнин Тафта и Аляскинской. При затруднении выделения на картах перечисленных геоморфологических провинций приблизительное положение Алеутской абиссальной равнины можно определить по градусной сетке. Она расположена между параллелями 44 и 54° с. ш. и меридианами 153—169° з. д. В 1965—1971 гг. здесь работали пять экспедиций, в северной части Алеутской равнины была пробурена скв. 183 [36, 40].

Основные особенности рельефа этой провинции — выровненное, слегка волнистое дно с редкими холмами и пересекающие равнину с северо-востока на юго-запад погребенные русла суспензионных (турбидитных) потоков с характерными прирусловыми валами. Поверхность Алеутской равнины полого, примерно 1 м на 1 км, наклонена к юго-западу и, по-видимому, представляет собой кровлю аккумулятивной толщи осадков, выравнивающих первичные неровности дна, сложенного базальтами. Средняя глубина океана изменяется в пределах равнины от 4500 м на северо-востоке до 5600—5700 м на юго-западе [34]. Северный край равнины приподнят и разбит сбросами [36]. Краевой вал в этой части котловины выражен слабо.

Строение земной коры изучалось в северо-восточной части равнины вблизи русел Сагиттариус и Таурис и южнее в восточной ее части. Общая мощность земной коры при глубине океана 4540—5070 м составляет 5,7—8,8 км, мощность осадочных образований 0,4—0,8 км [32].

Состав и возраст осадочных отложений северной части Алеутской равнины были изучены Д. Шоллом, Д. Кригером и др. в результате бурения скв. 183 [40], пробуренной непосредственно к югу от Алеутского желоба при глубине океана 4708 м. Выше щелочных оливиновых базальтов скважина вскрыла четырехметровую пачку нанопланктонных известняков и карбонатных железистых глин (501—505 м) нижнеэоценового возраста. Выше, в интервале 248—501 м, скважина прошла толщу нижнеэоцен-олигоценых песчано-глинистых турбидитов. По их минеральному составу можно сделать вывод, что область сноса для турбидитов служила территория, сложенная гранитно-метаморфическими породами. Выше турбидитов, в интервале 239—248 м, была вскрыта небольшая пачка ниже-среднеолигоценого нанопланктонного мела, а над ним 29 м нижнемиоценовых пелагических глин. Выше, в интервале 0—210 м, скважина прошла толщу пелагических глин и диатомовых илов с прослоями и примесью вулканического пепла и редкими включениями эратических валунов в нижней части разреза. Возраст этой толщи — от среднего миоцена до плейстоцена включительно. Проведенные сейсмические исследования позволили оценить мощность турбидитовой и залегающей над ней пелагической толщи на всей площади Алеутской абиссальной рав-

нины [36]. Мощность турбидитов изменяется от 200 м на юге равнины до 400—800 м на севере, а толщи пелагических образований соответственно от 50 до 250 м. Суммарная мощность осадочных отложений в пределах равнины изменяется от 500 до 870 м. Сравнительно небольшая мощность осадочных образований, вскрытых скв. 183, связана с ее положением у самого края равнины.

Состав и облик щелочных оливиновых базальтов, поднятых с забоя скв. 183, позволяет предполагать, что это пластовая интрузия (силл).

По результатам бурения и геолого-геофизических работ в этом районе Д. У. Шолл, Д. С. Кригер, Э. Л. Гамильтон и Д. Г. Мур пришли к выводу о возможности построения двух моделей геологической истории развития Алеутской равнины, одна из которых исходит из гипотезы тектоники плит, другая не допускает сколь угодно значительных горизонтальных перемещений. Прямые геологические данные — определение палеошироты по комплексу ископаемой фауны и литологический состав разреза, изученного в результате бурения, — свидетельствуют в пользу второй модели, которая представляется в следующем виде. В течение мелового периода на месте современного шельфа полуострова Аляска существовал желоб, или глубоководный бассейн, заполнявшийся турбидитами. В поздне меловую эпоху эти отложения были подняты, смяты в складки и разбиты сбросами, а позднее, в палеоцене, интродированы гранодиоритами. Со среднего эоцена до олигоцена включительно эти флишеидные толщи служили источниками сноса для турбидитных потоков, из отложений которых сформировались внешняя континентальная терраса, континентальный склон и Алеутская абиссальная равнина на мел-палеоценовом вулканическом основании. Уже в олигоценовую эпоху в результате флексурообразного изгиба океанической коры и раздробления ее сбросами был сформирован Алеутский желоб, который отделил абиссальную равнину от источников сноса. На Алеутской равнине началось пелагическое осадкообразование. Своеобразие этого процесса, продолжающегося до настоящего времени, связано с положением области осадконакопления в непосредственной близости от источников вулканического, континентального и ледникового материала.

К востоку от Алеутской абиссальной равнины между параллелями  $44^{\circ}$  и  $55^{\circ}$  с. ш. и меридианами  $144^{\circ}$  и  $154^{\circ}$  з. д. выделяется Центральный холмисто-горный район, по форме похожий на широкий низкий треугольник с волнистым основанием, вытянутым вдоль меридиана  $154^{\circ}$  з. д. Вершина треугольника, обращенная на восток, разделяет абиссальные равнины: Аляскинскую на севере и Тафта на юге. Глубина ложа океана здесь изменяется в пределах 4200—5200 м. В целом этот район представляет собой пологое поднятие, осложненное холмами и горами. В северной части района подводные горы образуют горные цепи. Самая северная цепь гор вблизи широты  $54^{\circ}$  расположена на едином цоколе длиной около 550 км и шириной 150 км, оконтуриваемом изобатой 4000 м и имеющем четкое юго-восточное простираие. Более южная горная

цепь такой же длины приблизительно у широты  $52^{\circ}$  вытянута в восток-юго-восточном направлении. Вершины гор северной цепи воздымаются до глубин 230—710 м, в горной цепи южнее — до глубин 1230—2550 м. Отдельные вершины гор, расположенные еще южнее, поднимаются лишь до глубин 2800—3300 м.

Строение земной коры изучалось у восточного края центральной части района при глубине океана 4200—4600 м [32]. Мощность земной коры составляет здесь 6,3—6,7 км. Изученная мощность пелагических осадочных отложений в пределах Центрального холмисто-горного района составляет более 50—120 м. Мощность турбидитов достигает 40—110 м [36].

К востоку от северной части Центрального холмисто-горного района приблизительно между  $52^{\circ}$  и  $59^{\circ}$  с. ш. и  $132^{\circ}$  и  $150^{\circ}$  з. д., занимая весь северный угол ложа Аляскинского залива, выделяется Аляскинская абиссальная равнина. Она отличается исключительно ровной поверхностью, которая наклонена к юго-западу несколько круче, чем Алеутская (более 2,5 м на 2 км). Глубина океана меняется в пределах равнины от 2500—3000 м у подножия материкового склона до 4000—4500 м у юго-западной окраины. Краевой вал вдоль Алеутского желоба в этой провинции отсутствует. Выровненную поверхность пересекают несколько узких глубоких желобов с характерной морфологией русел турбидитных потоков. Ширина желобов обычно 2—3,5 км, глубина вреза — первые десятки метров. Вершины желобов располагаются, как правило, в устьях подводных каньонов материкового склона. Особого внимания заслуживает вытянутый вдоль материкового склона желоб Королевы Шарлотты с корытообразным поперечным профилем. Выровненное дно желоба оконтуривается изобатой 3000 м. Есть все основания предполагать, что этот желоб, почти погребенный под толщей турбидитов, продолжает к северу известный Вашингтон-Орегонский желоб [24], представляющий собой элемент строения своеобразной системы «хребет—желоб» западной части Северной Америки. С северо-запада на юго-восток от горы Кодьяк на юго-восточном склоне Алеутского желоба до горы Ошака вблизи подножия материкового склона у островов Шарлотты всю Аляскинскую равнину пересекает цепь подводных гор длиной более 1400 км. В ней выделяется по крайней мере 18 гор высотой более 3000 м. Очень сходная по строению цепь подводных гор такого же простираения выделяется у южного края Аляскинской равнины. Отдельные вершины гор северной цепи поднимаются до глубин 440—640 м, в южной цепи — до глубин 770—815 м. Горы обычно имеют коническую форму и сложены базальтами.

Строение земной коры изучалось в южной части равнины при глубинах океана от 2900 до 3700 м. Несмотря на относительно небольшую глубину кора здесь типично океаническая. От земной коры центральной части впадины Чинук она отличается лишь повышенной мощностью осадочного слоя, что связано с близостью источников сноса терригенного материала. Общая мощность коры 6,6—7,2 км, мощность осадочных отложений 0,6—1,2 км [31].

Можно предполагать, что нижняя часть разреза осадочной толщи сложена пелагическими образованиями, а верхняя — слабо уплотненными, насыщенными водой турбидитами.

Разрез осадочных отложений Аляскинской абиссальной равнины изучен Р. Хюне, Л. Д. Кульмом и др. в результате бурения скв. 178 в северо-западной части равнины (см. рис. 3), вблизи от Алеутского желоба. Выше базальтов скважина прошла 27 м очень плотных немых глин, над ними — 8 м глин и мела раннего миоцена. На этих отложениях с размывом залегает толща турбидитов мощностью 742 м, представленная переслаиванием глин, песков и алевроитов плиоцен-плейстоцена. Как отмечает В. А. Крашенинников, начиная с верхнего плиоцена осадочные образования имеют уже гляциально-морской облик. Особенно много обломков ледового переноса встречается в четвертичных отложениях.

Магматические породы Аляскинской равнины, как пишут А. Энгель и Ц. Энгель, представлены пористыми порфиристыми базальтами, близкими к базальтам Гавайских островов и бедными калием диабазовыми толеитами.

К югу от Аляскинской равнины, по предложению Р. Хартли, выделяют абиссальную равнину Тафта [22, 36], по форме в плане близкую к треугольнику, вершина которого лежит в точке с координатами  $51^{\circ}$  с. ш. и  $140^{\circ}$  з. д., бедра представлены простирающимися на юго-запад и юго-восток краями Центрального холмисто-горного района и провинции гряд и желобов (см. ниже), а основание вытянуто вдоль  $44^{\circ}$  с. ш. [34]. Дно океана в этом районе относительно хорошо выровнено и полого, приблизительно до 1 м на 1 км, наклонено к западу и юго-западу. Глубина моря в пределах равнины Тафта меняется от 3800 м на северо-востоке до 5000—5200 м на юго-западе. Для равнины также характерно развитие погребенных или полупогребенных русел турбидитных потоков, а в северной половине и цепей вулканических гор юго-восточного простиранья.

Строение земной коры изучалось в южной части равнины Тафта при глубине океана 4700 м [31]. Общая мощность коры составляет здесь 5,2—5,6 км, первый слой имеет толщину от 0,27 до 0,33 км.

Главная особенность строения осадочных отложений равнины Тафта, которая позволяет отделять ее от расположенной западнее Алеутской равнины, заключается в том, что здесь пелагические отложения, мощность которых, вероятно, не превышает 0,04—0,1 км, подстилают более мощную толщу турбидитов. Разрез осадочных отложений равнины Тафта, изученный наиболее детально донными опробованиями и сейсморазведкой в ее юго-западной части, состоит из пелагических образований мощностью около 50 м, залегающих на предполагаемых базальтах акустического фундамента, различной мощности турбидитов (от полного отсутствия на вершинах холмов до 335 м в русле Муклук) и тонкого слоя плейстоценовой пелагической глины с примесью алевроита, мощность которого не превышает первых десятков сантиметров [36].

К востоку от равнины Тафта, приблизительно между  $40-50^{\circ}$  с. ш. и  $126-135^{\circ}$  з. д., выделяется область гористого рельефа, названная в 1951 г. Г. У. Менардом и Р. С. Дитцем Провинцией гряд и желобов. Наиболее характерная черта рельефа этой провинции, отличающая ее от смежных районов, — система гребней и желобов север-северо-восточного простирания. Вершины гребней располагаются на глубине 2—2,5 км. Несколько хуже развита вторая система узких, вытянутых хребтов, имеющих юго-восточное простирание, ортогональное по отношению к первой. Кроме узких и длинных гряд и желобов, в западной части провинции выделяется значительное количество конусообразных подводных гор вулканического происхождения, обычно также сгруппированных в цепи и полосы юго-восточного простирания. Эти цепи продолжают на северо-запад, далеко за пределы Провинции гряд и желобов.

Наиболее протяженные системы гребней и желобов север-северо-восточного простирания называются хребтами Горда и Хуан-де-Фука. Они прослеживаются соответственно между  $40-43^{\circ}$  с. ш. и  $44-49^{\circ}$  с. ш., т. е. на протяжении около 350 и 550 км. Максимальная ширина хребтов, состоящих из двух-трех гребней с разделяющими их долинами, составляет по материалам 1973—1974 гг., приведенным Т. Отуотер, Д. Мадей, С. Барр и Р. Чейзом, примерно 40—80 км. Хребты разделены между собой зоной разломов Бланко. Хр. Хуан-де-Фука расположен примерно в 500 км к северо-западу от хр. Горда. Детально изученный осевой трог хр. Горда по своей морфологии очень похож на рифтовые долины Красного моря и Срединно-Атлантического хребта. Борты осевого трога имеют вид пологой лестницы, ступени которой образованы сбросовыми уступами. Глубина трога 1000—1500 м.

Земная кора этих хребтов также очень сходна с корой срединных хребтов океанов. Необычна по своему строению земная кора хр. Горда, общая мощность которой при глубине океана 3000—3200 м не достигает 3,5 км. Более типична для рифтогенных структур океанов земная кора хр. Хуан-де-Фука. Здесь ее мощность при глубине океана 2630—2670 м составляет около 4,5 км [45]. Как отмечали С. Барр и Р. Чейз, по данным сейсмических работ и отборов донных проб первый слой в этом районе представлен главным образом турбидитами, мощность которых на отдельных участках может достигать 1200 м (северная часть осевого трога хр. Хуан-де-Фука). Д. Мак-Манус, Р. Бернс и др. пишут, что скв. 35 в центральной долине хр. Горда при глубине океана 3373 м прошла около 400 м по плейстоценовым терригенным отложениям, но так и не дошла до их подошвы [40]. Скорость осадконакопления здесь превышала 55 см/1000 лет. Базальты Провинции гряд и желобов, изученные по результатам драгирований, представлены низкокальциевыми толеитами, типичными для срединных хребтов океанов [26].

К востоку от Провинции гряд и желобов, от северной оконечности о. Ванкувер до мыса Мендосино, вдоль Ванкувер-Вашинг-

тон-Орегонского материкового склона приблизительно между  $42^{\circ}45'$  и  $50^{\circ}$  с. ш. и  $125^{\circ}$  и  $130^{\circ}$  з. д. протягивается небольшая самая восточная аккумулятивная равнина впадины Чинук — Каскадия, резко сужающаяся южнее широты  $43^{\circ}$ . С запада она ограничена хребтами Горда и Хуан-де-Фука, с востока подножием материкового склона. Гладкая поверхность равнины с хорошо развитой системой русел турбидитных потоков наклонена к западу и к югу (примерно 1 м на 1 км) от глубин 2000—2200 м у подножия материкового склона до 2600—3000 м в широкой центральной части и 3000—3150 м в узкой субмеридиональной части равнины.

Равнина Каскадия отличается хорошей изученностью земной коры, редкой для акваторий океана. Мощность коры при глубине океана от 2500 до 3000 м здесь меняется в пределах от 6 до 8,3 км [46]. Небольшая мощность коры — порядка 8,2—8,3 км — отмечена в восточной части равнины при глубине океана 2550—2590 м, где своей максимальной мощности (2,2—2,48 км) достигает осадочный слой. Такая большая мощность осадочных образований связана здесь с аллювиальными конусами выноса Астория и Нитинет. Разрез осадочных отложений изучен Р. Хюне, Л. Д. Кульмом и др. в результате бурения скв. 174 у дистальной части подводного конуса выноса Астория [40]. Нижняя часть разреза скважины, пройденной при глубине океана 2815 м, представлена толщей плиоцен-плейстоценовых абиссальных тонкослоистых алевроитов и глин с планктонными фораминиферами и нанопланктоном. Ее мощность достигает 595 м. Выше пройдены средне- и тонкозернистые турбидитные пески позднего плейстоцена, представляющие собой конус выноса Астория, питаемый р. Колумбия и подводным каньоном Астория и постепенно продвигающийся в сторону открытого океана, перекрывая глубоководные образования равнины Каскадия. Мощность песков 284 м.

### Впадина Мендосино-Меррей

Впадина расположена между разломами Мендосино и Меррей. Ее приблизительные размеры по изобате 5000 м  $1000 \times 5000$  км. Это одна из самых глубоких частей Северо-Восточной котловины. Поверхность дна, отличающаяся сложным высокохолмистым рельефом, здесь очень полого наклонена с востока на запад. Глубина океана возрастает от 4000 м в 250 км к западу от Североамериканского материка до 5000 м в 1000—1500 км от берега и 5800—6000 м в западной части впадины.

Наиболее глубоководная западная часть впадины Мендосино-Меррей пересечена с юго-востока на северо-запад протяженной и широкой подводной горной системой длиной 1200 км и шириной до 300—400 км, продолжающейся и дальше на юг, почти до Гавайских островов, которая в 1964 г. была названа Г. У. Менардом Горами музыкантов. Позднее в 1971 г. она была подробно описана Д. К. Рие и Ф. П. Ноглером. Горная система состоит из изолированных гор (почти все из которых расположены вдоль западной

границы и вытянуты по меридиану 162° з. д.), пяти широтных хребтов на юге системы — Хребты музыкантов и поднятого блока широтного простирания в северной части системы — Горста музыкантов. В пределах Гор музыкантов выделяется 35 изолированных гор. В плане горы обычно имеют эллипсообразные очертания с длиной короткой оси 25—45 км, а длинной до 80 км. В целом они имеют широтное или северо-западное простирание. Относи-

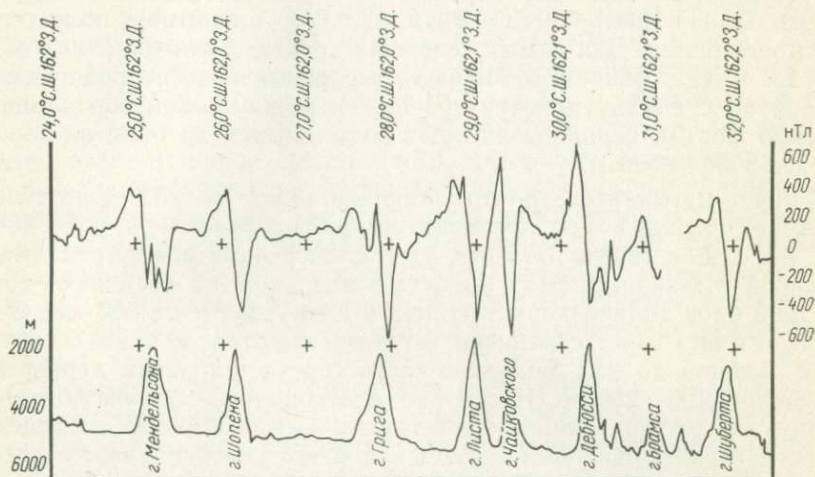


Рис. 7. Рельеф и магнитные аномалии изолированных вершин Гор музыкантов. По Д. К. Рие и Ф. П. Ноглеру [40]

тельная высота гор достигает 4,1 км, средняя относительная высота 3 км. Самая высокая вершина, расположенная на горе Листа, поднимается до отметки глубины 1582 м. В отличие от горных систем, расположенных к юго-западу от Гавай, ни одна из этих гор не имеет плоской вершины. Это, по-видимому, указывает на то, что Горы музыкантов никогда не поднимались выше уровня моря и не подвергались воздействию ветровой эрозии. Большинство из изолированных гор окружено депрессиями. Магнитные аномалии здесь представлены круговыми или эллиптическими локальными диполями. Все диполи, за исключением аномалии на южном склоне горы Дворжак, имеют нормальную поляризацию, при которой отрицательные части диполей располагаются с северной стороны (рис. 7).

Пять широтных Хребтов музыкантов расположены между Гавайским поднятием и разломом Меррей. Наиболее четко выраженный из них хребт Баха, поднимающийся у западного окончания до глубины менее 2500 м, прослеживается вблизи широты 26°30' более чем на 325 км при постоянной высоте более 2 км. Ширина хребта около 20 км. Хребт характеризуется нормально поляризованной линейной дипольной аномалией. Очень сходен с ним, но

несколько меньше и расположенный южнее хребет Бетховена с вершинами, поднимающимися до отметок глубин меньше 2500 м. Самый южный из хребтов, включающий гору Шумана и хр. Рамо, построен сложно. Хребет разбит на кулисообразно расположенные сегменты восток-северо-восточного простираения длиной по 100—140 км. Над горой Шумана (глубина меньше 2500 м) и восточной относительно погруженной частью хр. Рамо, расположенной на глубине менее 3500 м, зарегистрированы дипольные аномалии. Центральная часть хребта в аномальном магнитном поле почти не проявляется. Два самых северных хребта, расположенные между хр. Баха и разломом Меррей, выражены хуже и представляют собой по существу цепочки сросшихся между собой гор эллиптической формы, вершины которых поднимаются до отметок глубин менее 3000—3500 м.

Горст музыкантов, представляющий собой самый значительный элемент рельефа Гор музыкантов, расположен между  $32^{\circ}30'$  и  $33^{\circ}30'$  с. ш. и  $159^{\circ}$  и  $165^{\circ}30'$  з. д., т. е. посредине между разломами Меррей и Пайонир. Этот поднятый над дном на несколько сотен метров блок земной коры вытянут в длину почти на 550 км. С севера и с юга горст ограничен уступами высотой до 2 км с крутизной склонов до  $21^{\circ}$ . Большая часть горста окружена депрессией глубиной 100—200 м. Несколько плоскодонных грабеноподобных депрессий расположены внутри горста. Самая высокая в пределах горста гора Верди, поднимающаяся в его северной части, достигает отметок глубины 1200—1500 м. В магнитном поле Горст музыкантов характеризуется линейными отрицательными аномалиями над северным и положительными аномалиями над южным уступами. Отдельные горы горста отражаются в виде нормально поляризованных локальных дипольных аномалий. Анализ магнитных аномалий на нескольких профилях, пересекающих горст, показал, что они не могут быть вызваны простыми экструзивными процессами, как это можно предполагать для изолированных гор и хребтов системы Гор музыкантов. Линейные аномалии вдоль краев горста типичны для глубинных интрузий рифтовых зон.

Как отмечают Д. К. Рие и Ф. П. Ноглер, западная граница Гор музыкантов, проходящая по вершинам семнадцати изолированных гор, представляет собой так называемую «изгибающую линию», при пересечении с которой все основные зоны разломов северо-восточной части Тихого океана изменяют свое простираение.

Строение земной коры впадины Мендосино-Меррей изучено сравнительно неплохо. Общая мощность земной коры при глубинах океана от 4360 до 5710 м здесь изменяется от 5,3 до 7,5 км. При этом наибольшая мощность земной коры отмечена в западной части, вблизи от разлома Меррей при глубине океана 5200—5280 м [41]. Здесь она возросла за счет появления мощного высокоскоростного четвертого слоя в нижней части коры.

Наименьшая мощность коры отмечена в восточной части впадины Мендосино-Меррей, в 400—600 км от побережья Калифор-

нии, где глубина океана меняется от 4360 до 4700 м. Первый слой выделяется не повсеместно.

Разрез осадочных отложений впадины Мендосино-Меррей изучен слабо. Скв. 173, пробуренная на материковом склоне в 100 км к юго-западу от мыса Мендосино (см. рис. 3), при глубине океана 2927 м прошла осадочные образования конуса выноса Дельгада и на глубине 320 м вошла в подстилающие андезиты. Ниже андезитов, по которым скважина прошла около 15 м, предположительно залегают осадочные породы позднемезозойской францисканской формации. По данным Р. Хюне, Л. Д. Кульма и др., нижние 180 м осадочного разреза, вскрытого скважиной, представлены диатомитами, нанодиатомовыми илами и диатомовыми глинами позднего олигоцена — миоцена [40]. В плиоцене и плейстоцене возрос привнос терригенного материала, и верхние 140 м разреза, по данным В. А. Крашенинникова, сложены диатомовыми глинами и алевроитами. По всему разрезу кайнозоя встречены тонкие прослой пеплов, обильная фауна планктонных фораминифер и радиолярий. Скорость осадконакопления, по данным бурения скв. 173, оценивается от 1,3 см в 1000 лет в среднем и раннем миоцене до 2,2 см в 1000 лет — в период от позднего миоцена до плейстоцена.

Скважины 32—34, пробуренные в 300—400 км западнее побережья Калифорнии (см. рис. 3) при глубине океана 4284—4758 м, вскрыли над базальтами пелагические глины и алевроиты олигоцена и миоцена с обильными кремниевыми микроорганизмами. Их мощность в скв. 32 около 100 м. Выше, в плиоцене и плейстоцене, общая мощность которых в скв. 32 составляет более 130 м, а в скв. 34 достигает 384 м, также преобладают глины, но уже с явными признаками турбидитного осадконакопления.

### Впадина Меррей-Молокаи

Впадина Меррей-Молокаи расположена в относительно поднятом блоке между зонами разломов Меррей и Молокаи. Ее примерные размеры по изобате 5000 м 830×1100 км. Длина впадины по изобате 4000 м, ограничивающей ее с запад-юго-запада и восток-северо-востока, составляет около 4700 км. Г. У. Менард выделил ее как особую геоморфологическую провинцию, назвав Провинцией подводных гор Калифорнийского полуострова. Здесь явно преобладает гористый тип рельефа. Дно океана в целом полого наклонено на запад. Глубина увеличивается от 4000 м в 400—500 км западнее Калифорнийского полуострова до 5600—5700 м в крайней западной части вблизи разлома Меррей. Вершины гор на западе, за исключением описанных выше Гор музыкантов, редко поднимаются до отметок глубин меньше 4000 м, да и сами горы в этой наиболее глубокой части впадины редки. Их число увеличивается к востоку от 143—150° з. д., где глубина океана становится меньше 5000—5200 м. У западного края этого района в рельефе дна прослеживаются короткие узкие хребты северо-запад-

ного и запад-северо-западного простираний, обычно не превышающие в длину 50—100 км, высотой до нескольких сотен метров. Далее к востоку, в северной части сегмента между 143 и 137° з. д., расположены так называемые Безлунные горы, представленные системой небольших субширотных гряд и цепочек изолированных вершин в целом широтного простирания. Ширина этой системы гор порядка 100—120 км, длина до 600 км. Вершины отдельных гор расположены на глубинах 1480—2950 м. Восточнее 137° з. д. количество подводных гор резко увеличивается, и они образуют основной фон рельефа. Но высоты гор обычно невелики — в пределах 1000 м. Характерные для этого района многочисленные узкие и короткие горные хребты и расположенные между ними депрессии обычно имеют субмеридиональные простирания [34]. Еще восточнее, от 128—129° до эскарпа Паттен, отделяющего континентальное подножие от переуглубленного шельфа Калифорнии и северной части желоба Цедрос, прослеживаются цепи высоких обычно изолированных гор, вытянутые в северо-западном направлении. Высота гор от 1000 до 3000—4000 м. Наиболее крупные из гор — Фиберлинг, Джаспер и Сан-Хуан — поднимаются до отметок глубин 400—1860 м. Одна из самых высоких гор этого района образует о. Гваделупа, возвышающийся на 137 м над уровнем моря. Размеры острова в плане 10×35 км. По данным А. Энгеля и Ц. Энгель, он сложен лавами базальтов, обогащенных щелочами, и более редкими андезитовыми базальтами и трахитами.

Земная кора впадины также отличается значительной неоднородностью. В 200—300 км от побережья Калифорнии и северных районов Мексики там, где глубина океана меняется в пределах 3500—4000 м, мощность земной коры 4,5—6,7 км. Как правило, уменьшение или увеличение общей мощности земной коры определяется здесь изменением мощности третьего слоя. Далее к западу, в 700—1000 км от берега при глубине океана 4200—4300 м, общая мощность коры меняется от 5,8 до 7,4 км. В северо-западной части сегмента с относительно спокойным рельефом дна, где глубина океана достигает 5430 м, мощность коры 6,8—7,7 км. Примерно в 100 км северо-западнее, вблизи от разлома Меррей при глубине океана 5330 м, общая мощность коры составляет всего 4,7 км. В 100 км северо-западнее пересечения разлома Молокаи меридианом 150° при глубине океана 5560 м общая мощность коры 5,9 км [31].

Осадочные отложения этой впадины изучены слабо. Скв. 172, пробуренная при глубине океана 4767 м в 165 км к югу от разлома Меррей юг-юго-западнее горы Эрбен — самой западной горы района цепей высоких гор северо-западного простирания (см. рис. 3), уже на глубине 24 м вошла в базальты и была ликвидирована. Выше базальтов, положение которых в разрезе земной коры осталось неясным, скважина, по данным Л. Д. Кульма, Р. Хюне и др., прошла пачку глубоководных бурых цеолитовых глин, в основании которых был встречен слой нанофораминиферового ила раннеолигоценного возраста. Скважина была пройдена

на в пределах района возмущенного магнитного поля, но ответа на вопрос о природе этого поля она не дала. Линейная аномалия на участке бурения (аномалия 8) оказалась моложе осадочных отложений, вскрытых на забое скважины. По данным сейсморазведки, мощность осадочных образований на этом участке оценивается в 105 м, и, таким образом, базальты забоя, по-видимому, представляют собой не породы второго слоя, а силл или дайку. В крайней юго-западной части впадины Меррей-Молокаи, на склоне Гавайского поднятия при глубине океана 4473 м была пробурена скв. 67, которая, как отмечают Э. Винтерер, У. Ридель и другие исследователи, прошла 60 м по слонстым консолидированным вулканогенным песчаникам и аргиллитоподобным глинам. На глубине 16 м от дна в глинах были встречены раннеэоценовые радиолярии. Эта скважина прошла лишь немногим более 1/3 разреза осадочных отложений, общая мощность которых устанавливается по результатам сейсмических работ методом отраженных волн [40].

#### **Физические поля, разрывные нарушения и основные этапы развития северной части Северо-Восточной котловины**

Эта часть котловины характеризуется спокойным полем силы тяжести. Гравитационные аномалии в свободном воздухе здесь обычно изменяются от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5]. Небольшие градиенты поля отмечаются лишь в северной части впадины в полосе, огибающей Алеутский желоб и побережье залива Аляска, в Провинции гряд и желобов и при пересечении отдельных участков зон разломов. Несколько пониженными значениями для котловин океанов порядка  $+250-350 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> отличаются аномалии Буге.

Магнитное поле здесь изучено неравномерно. Пологий восточный борт северной части котловины — одна из наиболее изученных акваторий Тихого океана. Представления о геологической природе магнитных аномалий послужили основой для выводов о расширении дна Тихого океана. Главная особенность строения магнитного поля восточного борта котловины, которую многие геофизики считают типичной для океанов, — его упорядоченность. К востоку от  $150-160^\circ$  з. д. магнитное поле представлено системой субмеридиональных знакопеременных линейных аномалий с амплитудой порядка нескольких сотен, а на хребте Хуан-де-Фука — и более 1000 нТл, шириной от 5 до 50 км и длиной до нескольких сотен километров. Номера палеомагнитных аномалий меняются от 2—5 в районе хребтов Горда и Хуан-де-Фука, что соответствует позднему миоцену — плейстоцену, до 22—32 (поздний палеоцен — поздний мел) в более западных глубоководных районах [8]. Структура поля нарушена поперечными субширотными разломами. На участке хребтов Хуан-де-Фука и Горда четко выделяются осевые аномалии повышенной амплитуды. Аномалии сходного знака, рисунка и амплитуды выделяются на приблизительно одинако-

вом расстоянии по обе стороны от хребтов. В 1967 г. Д. Элверс, Г. Питер и Р. Моузес установили, что между  $47-52^{\circ}$  с. ш. линейные магнитные аномалии котловины резко поворачивают на запад, образуя так называемую «Большую магнитную дугу». Далее к западу, в районе островов Умнак и Уналашка, они пересекают Алеутский глубоководный желоб. Такое соотношение рельефа дна и магнитных аномалий, характерное и для Японского желоба, свидетельствует, как считают Е. В. Кочергин и М. Л. Красный, о независимости развития глубоководных желобов от структур, формирующих магнитное поле. Отсутствие корреляции между рельефом и зонами магнитных аномалий отмечает для всей Северо-Восточной котловины Г. Б. Удинцев [22]. К югу от  $40^{\circ}$  с. ш. до Гавайских островов, примерно между  $150-177^{\circ}$  з. д., т. е. в пределах южной половины глубоководной части котловины, выделяется зона спокойного магнитного поля, одна из самых обширных в Тихом океане.

Геологическая природа зон спокойного магнитного поля пока остается неясной. Их возникновение связывают или с особенностями магнитного поля во время формирования 2-го слоя коры, или с существованием древнего палеозойского океана, или с разрушением первичной намагниченности в процессе метаморфизма.

Главная особенность строения этой части котловины — зоны гигантских поперечных разломов, наиболее протяженные из которых пересекают всю котловину от Императорского разлома и Гор музыкантов на западе до материкового подножия Северной Америки на востоке. Зона разлома Мендосино, по-видимому, продолжается и далее на восток через склон и шельф и, по мнению ряда исследователей, прослеживается на сотни километров в глубь материка. Протяженность таких зон разломов достигает более 4000 км, ширина — до первых сотен километров. В рельефе дна они обычно представлены чередованием строго ориентированных в одном направлении глубоких желобов и горных гряд или хребтов, вырождаясь на ряде участков до одного узкого желоба, обычно обрамленного хребтами, или до одного узкого хребта с желобом, или с желобами по обеим сторонам, или до уступа. Ширина отдельных хребтов и желобов от 5—10 км в зоне разлома Меррей до 1000 км в зоне разлома Молокаи. Глубина вреза желобов обычно составляет несколько сотен метров, но в пределах зоны разлома Мендосино перепады рельефа достигают 2000—3100 м. С этими зонами разломов связаны протяженные уступы дна высотой от нескольких сотен до тысячи метров. Поверхность дна к северу от зоны разлома Молокаи расположена на несколько сотен метров выше, чем к югу. По зоне разлома Меррей северный блок опущен на 300—500 м, а по зоне разлома Мендосино опущен на 1000 м южный блок.

Изучение линейных аномалий магнитного поля Северо-Восточной котловины привело ряд исследователей к выводу о том, что еще большие смещения по этим зонам разломов произошли в горизонтальной плоскости. Виктор Ваке оценивает амплитуду та-

ких сдвигов в 1140 км для разлома Мендосино, 150—680 км — для разлома Меррей, 450 км для разлома Бланко, разделяющего хребты Горда и Хуан-де-Фука, и 260 км для разлома Пайонир. В результате предполагаемых смещений в восточной части разлома Мендосино выделяющиеся по палеомагнитным аномалиям позднемiocеновые образования второго слоя с севера граничат с позднемiocеновым вторым слоем с юга, а в западной части — поздний эоцен с севера с поздним мелом с юга. В восточной части разлома Меррей среднеолигоценовый второй слой с юга граничит с позднемiocеновым с севера, а в западной раннемiocеновый с юга с позднемеловым с севера. В западной части разлома Молокаи, вблизи 142° з. д., раннемiocеновый второй слой с севера граничит с позднемеловым с юга. Анализ строения физических полей и реконструкции участков земной коры, пересеченных разломами, такие горизонтальные смещения не подтверждают. Нередко и данные бурения в этом регионе или не дают подтверждения возрасту палеомагнитных аномалий, или прямо ему противоречат [20].

Описываемые разломы (зоны разломов), по-видимому, представляют собой гигантские сбросы, разделяющие наиболее крупные блоки океанической коры. В осадочных отложениях и в рельефе дна они выражены в виде пологих флексур — уступов. В обширной литературе по океанам за этими разломами прочно закрепилось название «трансформных». В 1974 г. Г. Реннели убедительно показал, что трансформные разломы ничем не отличаются от хорошо изученных на континентах транскуррентных разломов, представляющих собой широко распространенные поперечные разломы, обычно крупные сбросы и сбросо-сдвиги, с круто наклоненной поверхностью сместителя.

Строение земной коры гигантских сбросов изучено пока недостаточно. В зоне разлома Меррей, вблизи долготы 152,5°, при глубине океана 5930 м мощность земной коры составляет 5,7 км. Строение земной коры разлома Мендосино изучалось в его крайней западной части, приблизительно в 150—200 км к юго-востоку от восточного отрога поднятия Хесса при глубине 5670 м. Общая мощность коры здесь составляет 4,13 км [31].

Глубинное геологическое строение восточной части разлома Мендосино от берега до меридиана 133° изучалось в 1967 г. П. Делингером, Р. Каучем и М. Джемперли по данным гравиметрической съемки и их сопоставлению с результатами сейсмических работ методом преломленных волн. Наклоненный к югу уступ дна, связанный с разломом Мендосино, до 126° з. д. на востоке выделяется в поле силы тяжести в виде узкой, резко градиентной зоны. Сопоставление этих данных с сейсмическими разрезами показало, что градиентная зона, отмеченная при пересечении зоны разлома Мендосино, связана не только с рельефом дна, но и со строением земной коры и верхней мантии.

На разрезах, построенных по комплексным данным батиметрии, сейсмометрии и гравиметрии, видно, что уступу в рельефе

дна соответствует еще более значительный уступ поверхности Мохоровичича. Земная кора имеет большую мощность к югу от разлома. Хребет, выделяющийся в рельефе дна к северу от уступа — это поверхностное проявление хребта в мантии и еще более крутого хребта — по кровле третьего слоя, с плотностью  $2,9 \text{ г/см}^3$ . К северу от разлома, предположительно, выделяется мощная линза мантии пониженной плотности, которая не устанавливается на юге. Плотность мантии здесь на 6 % ниже, чем к югу от разлома Мендосино. Минимальная мощность линзы разуплотненной мантии достигает у  $127,5^\circ$  з. д., примерно 40 км.

Данные ГСЗ позволяют предполагать, что мантия пониженной плотности распространяется далеко на север от разлома Мендосино, по крайней мере, до аккумулятивной равнины Каскадия. Это предположение подтверждается М. Тальвани и др. по результатам анализа магнитного поля региона. Западнее, вблизи  $128,5^\circ$  з. д., линза мантии пониженной плотности становится значительно тоньше, а к западу от  $130^\circ$  з. д. выклинивается. В 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», проведенном под руководством Ю. П. Непрочного и Ю. М. Пушаровского, удалось изучить в естественных обнажениях южного борта осевого трога зоны разломов Меррей, вблизи  $143,5^\circ$  з. д. разрез 2-го и 3-го слоев при глубине океана 5200—6000 м. Г. Б. Рудник, Е. Н. Меланхолина и другие исследователи отмечают, что базальты, драгированные из верхней части 2-го слоя, представлены океаническими толентами. Из нижней части 2-го слоя подняты образцы гипабиссальных долеритов, очень сходных с базальтами по химическому и минералогическому составу. Встречены как примитивные, так и относительно дифференцированные разности. Вариации состава пород, по мнению исследователей, связаны с фракционированием магмы в малоглубинных очагах. Кристаллизационная дифференциация в базальтах и долеритах доказывается присутствием кумулятивных плагиоклазовых вкрапленников. Полное сходство крупнопорфировых, порфировых и афировых разностей базальтов и долеритов показывает непосредственную связь лавовых излияний с внедрением долеритовых даек. Породы разной степени дифференциации свидетельствуют о продолжительности жизни магматического очага, существовавшего в этой части котловины в раннепалеогеновое время. Из 3-го слоя коры подняты габброиды.

Анализ химических и петрографических особенностей габброидов показывает их генетическое родство с гипабиссальными и эффузивными породами. Химический состав габброидов отвечает океаническому толентам. Породы 3-го слоя отличаются значительной степенью метаморфических преобразований — широким проявлением актинолитизации, хлоритизации и сосюритизации. Зеленокаменные изменения габброидов проявлены неравномерно. В образцах видна их приуроченность к трещинам и зонам дробления. Это позволяет предполагать связь метаморфизма с тектонической активностью разлома. В пользу интенсивных движений свидетельствуют и нарушения первичного залегания, установленные в зоне

разлома. С ними же, вероятно, связаны и катаклиз, и рекристаллизация, отмеченные в породах габброидного комплекса.

Еще одна зона разрывных нарушений, не входящая в систему «трансформных» разломов, но очень сходная с ними по своему строению, была выделена в 1970 г. Б. Эриксоном вдоль северо-западной окраины впадины Чинук под названием Императорского разлома. Эта зона разломов прослеживается на протяжении более 2 тыс. км от  $45,5^{\circ}$  с. ш. и  $172^{\circ}$  в. д. на северо-западе (в 300 км восточнее Императорских гор) до  $36,5^{\circ}$  с. ш. и  $175^{\circ}$  з. д. на юго-востоке, у восток-северо-восточного окончания поднятия Хесса. Ширина зоны разломов на большей части ее протяжения 50—150 км. Дно осевого трога расположено на 1000—2000 м глубже окружающей поверхности океанического ложа. Максимальные изученные глубины в этом троге 7900 м, а перепады глубин между трогом и смежными хребтами — 3500 м. Эта зона разломов, так же как и описанные выше «трансформные» разломы, состоит из чередования желобов и хребтов. Наибольшую глубину и высоту обычно имеют осевой трог и сопряженный с ним хребет, расположенный к северо-востоку от осевого желоба. Императорский разлом сечет под крутым углом и ограничивает с запада полосу широтных линейных магнитных аномалий с номерами от 30 до 32 В. По данным Г. Б. Рудника, Е. Н. Меланхолиной и других исследователей, разлом расположен в зоне спокойного магнитного поля, в пределах которого предполагается верхнемеловой возраст 2-го слоя. В 1979 г. в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были выполнены глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), которые позволили установить основные особенности строения земной коры обоих бортов разлома. В северо-восточном блоке при глубине океана 4100—5100 м над поверхностью Мохоровичича с  $V=8,2$  км/с был прослежен 3-й слой с  $V=6,8$  км/с мощностью 3 км. Второй слой с  $V=5,5$  км/с достигает здесь мощности 2,5 км. Мощность 1-го слоя меняется от нуля до 0,3 км. Сходное строение земной коры имеет и юго-западный блок. Но здесь при глубине океана 5150—5600 м мощность 2-го слоя составляет всего 1 км. Изученная непрерывным сейсмическим профилированием (НСП) осадочная толща осевой части разлома достигает мощности 0,6 км, что, по мнению Ю. П. Непрочнова, В. Е. Милановского и Л. Р. Меркина, свидетельствует об относительной древности и малой тектонической активности разлома.

Строение осадочных тел и рельефа поверхности 2-го слоя Императорского разлома позволяет наметить по крайней мере два последовательно развивавшихся структурных плана. Предположительно более древний отражается в меридиональном простирании линейных гряд фундамента на флангах разлома. На него наложился более молодые структурные элементы осевого трога и параллельных ему кулисно сочленяющихся желобов и хребтов северо-западного простирания.

Драгированиями, проведенными в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в интервале глубин от 4750 до 7200 м, был изучен

разрез земной коры южной части Императорского разлома вблизи  $38^{\circ}$  с. ш. и  $176^{\circ}40'$  з. д. Общая мощность разреза около 2500 м. Сопоставление данных драгирования с материалами ГСЗ позволило Г. Б. Руднику, Е. Н. Меланхолиной, Д. И. Кудрявцеву, О. С. Ломовой, В. Г. Сафонову и О. А. Шмидту сделать важные выводы о вещественном составе земной коры изученного участка. Верхняя часть разреза мощностью до 1500 м представлена пиллоу-лавами толеитовых базальтов. Это — верхняя часть 2-го слоя. Нижняя часть 2-го слоя мощностью порядка 1000 м сложена долеритами, по-видимому, образующими здесь дайковый комплекс, близкий к изученным в разрезах офиолитов. С максимальных глубин на юго-западном борту осевого желоба были подняты габброиды, вероятно характеризующие верхнюю часть 3-го слоя. В отличие от базальтов и долеритов они затронуты зеленокаменным метаморфизмом — актинолитизацией, сосюритизацией и хлоритизацией. Несмотря на небольшие масштабы и неравномерность проявления этих процессов, они дают основания для выводов об истории развития земной коры на изученном участке. Драгированиями установлено, что породы, залегающие на северо-восточном борту желоба, перемещены на более высокий гипсометрический уровень по сравнению с юго-западным бортом.

Северная часть Северо-Восточной котловины сравнительно слабо изучена глубоководным океаническим бурением. Небольшое количество обычно не очень глубоких скважин было пробурено с «Гломара Челленджера» лишь в крайних юго-западной (скв. 67), северо-восточной (скв. 179—180, 183) и юго-восточной (скв. 32—39 и 172—177) частях региона (см. рис. 3). Если еще учесть, что большая часть скважин восточных окраин впадин или не вышла из разрезов аллювиальных конусов выноса, или характеризует особенности своеобразного развития приматериковых частей впадин, или не дошла до основания осадочного разреза, то станет ясно, что материалов для анализа истории геологического развития этого региона пока еще недостаточно.

Можно предполагать, что ранний этап геологической истории этой части Северо-Восточной котловины, охватывавший раннемеловую, позднемеловую и, по-видимому, раннепалеогеновую эпохи, был временем трещинных излияний базальтов, внедрений интрузий долеритов и габброидов, сформировавших нижнюю консолидированную часть коры. Вероятно, разломообразование и магматизм охватили сначала наиболее погруженную ныне часть котловины. Как отметили в 1971 г. Д. Рие и Ф. Ноглер, формирование консолидированной коры в наиболее глубокой части юга региона, приближенной к западному борту котловины, завершилось в главных чертах 130 млн. лет назад. Последовавшее за этим сбросообразование послужило основой для нового этапа экстрезивной деятельности.

Одинаковая полярность локальных дипольных магнитных аномалий Гор музыкантов показывает, что основная фаза вулканиз-

ма, сформировавшая их рельеф, закончилась до начала систематических изменений полярности магнитного поля в позднемеловую эпоху, т. е. приблизительно 85 млн. лет назад. Таким образом, образование вулканов Гор музыкантов, по-видимому, произошло в сеноман-туронское время. Впоследствии разрывные дислокации и магматизм смещались к периферийным частям впадин, захватывавших погружением все большие пространства дна. По-видимому, к позднемеловой эпохе относится время формирования 2-го слоя северо-западного борта впадины Чинук. В палеогене, как писал в 1964 г. Г. У. Менард, началась экструзивная деятельность Гавайских вулканов. По данным глубоководного океанического бурения, все более молодые к периферии магматические тела базальтов и андезитов восточных бортов впадин образовались в эоцен-миоценовое время, а еще дальше, в прибрежных районах Северной Америки, вулканизм продолжается поныне. Незавершенность процесса формирования океанической коры на периферии восточного борта котловины видна и по обычно резко пересеченному рельефу дна. Она подчеркивается рифтогенезом хребтов Горда и Хуан-де-Фука и значительной неоднородностью строения коры, на отдельных участках очень маломощной.

Особенности формирования осадочного слоя впадин связаны главным образом с геологической историей материковых источников сноса, периферийных и пограничных структурных элементов, с изменениями климата и гидрологического режима. Можно лишь отметить, что процесс глубоководной седиментации, который начался в центральных частях впадин не позднее позднемеловой эпохи, постепенно охватывал и их бортовые части, достигнув пришельфовых участков восточных бортов впадин в позднепалеогеновое—раннеэоценовое время. В кайнозое погружение и расширение впадин охватывало все большие пространства окружающего дна. В олигоцене у северного края котловины началось формирование краевого вала и глубоководного Алеутского желоба. Позднее этими же процессами были охвачены и восточные окраины.

Конец неогена и четвертичный период отмечены новым оживлением тектонической активности в пределах широкого и пологого восточного борта котловины. Об этом свидетельствуют прежде всего процессы рифтогенеза, развивающиеся в Провинции гряд и желобов до настоящего времени. Очевидно, к четвертичному периоду, как это показала И. А. Соловьева, относится образование гигантских сбросов, выраженных в рельефе дна океана крутыми уступами. Тектоническая активизация, хоть и в меньшей степени, охватила западные борта впадин южной части региона. С ней связана активность гавайских вулканов. Современная активизация периферийных участков впадин сопровождается относительной стабилизацией их центральных частей, которые в настоящее время не подвергаются воздействию антизостатических эндогенных процессов и практически асейсмичны.

## Впадина Молокаи-Кларин

Впадина Молокаи-Кларин вытянута почти на 4500 км в восток-северо-восточном направлении, приблизительно в рамках  $15,5^{\circ}$ — $27^{\circ}$  с. ш. и  $110$ — $150^{\circ}$  з. д. (см. рис. 4). По изобате 5000 м ее длина составляет 2700 км, ширина около 900 км. С запада впадина ограничена цепью подводных поднятий, тянущихся к юго-востоку от Гавай, которые отделяют ее от Южно-Гавайской впадины, с востока — материковым подножием Северной Америки. Это — относительно погруженная часть Северо-Восточной котловины. Для нее, так же как и для более северных впадин Северо-Восточной котловины, характерны резко укороченный западный и очень широкий и пологий восточный борта. Соответственно наибольшие глубины океана, достигающие более 5500 м, отмечены в ее западной части, между  $140$ — $150^{\circ}$  з. д., почти полностью оконтуриваемой изобатой 5400 м. Дно океана в пределах впадины отличается исключительно сложным расчленением. Преобладает высокохолмистый и низкогорный рельеф с многочисленными узкими глубокими желобами. Высота холмов 200—300 м, ширина около 2—3 км. Горы распространены неравномерно. В самой глубоководной западной части впадины их немного. Здесь вершины гор поднимаются до отметок глубин примерно 3500—4000 м. Количество гор резко возрастает к востоку от  $130^{\circ}$  з. д. Их вершины поднимаются до отметок глубин 350—650 м. Одна из гор — скалы Алиджос, представляющие собой остатки разрушенного вулканического конуса, возвышается на 33 м над уровнем океана. Глубина желобов в западной части впадины достигает 5600—6367 м (максимальная глубина впадины Молокаи-Кларин). Кроме желобов и холмов в глубоководной западной части выделяется ряд локальных изометричных в плане впадин и поднятий шириной 150—250 км. Особенно сложным пилообразным рельефом дна отличается северо-восточная часть глубоководья впадины, прилегающая к разлому Молокаи между  $126$ — $142^{\circ}$  з. д. [34].

Земная кора, даже в крайней восточной части впадины в 550—650 км к западу от Калифорнийского полуострова, где глубины океана не превышают 4 км, уже типична для океанов. Ее общая мощность 6,2—6,6 км [31]. На расстоянии 2700—3000 км от Калифорнийского полуострова, в районе развития описанного выше пилообразного рельефа при глубине океана от 4,5 до 5,5 км общая мощность коры от 4,4 до 6,5 км [31].

Осадочные отложения впадины Молокаи-Кларин изучались глубоководным океаническим бурением в центре ее наиболее погруженной западной части, вблизи  $20^{\circ}$  с. ш. и  $140^{\circ}$  з. д. при глубине океана около 5340 м. По данным Д. Мак-Мануса, Р. Бернса и др., скв. 41 над базальтами раннего палеоцена, возраст которых был определен по палеомагнитным аномалиям, вскрыла глубоководные осадочные отложения среднего и верхнего эоцена мощностью около 30 м, представленные нанопланктонным и радиоляриевым илом, нанопланктонным мелом, радиоляриевыми и цеолито-

выми глинами. Над ними с несогласием залегают бурые глины верхнего миоцена мощностью около 10 м.

Поле силы тяжести впадины спокойное. Для всей площади впадины характерны слабо отрицательные гравитационные аномалии в свободном воздухе от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Упорядоченное магнитное поле, продолжающее линейные субмеридиональные аномалии восточного борта котловины, уже к востоку от 117° з. д. сменяется напряженным полем с разноориентированными осями диполей, которое прослеживается на восток и юго-восток до устья Калифорнийского залива.

Большую роль в строении впадины Молокаи-Кларион играют разломы и в первую очередь зоны гигантских сбросов, ограничивающие впадину с севера и с юга. Зона разлома Молокаи, ограничивающая впадину с севера, прослеживается в рельефе дна Северо-Восточной котловины в восток-северо-восточном направлении на протяжении 4100 км, от 154,5° з. д. у Гавайского желоба на западе до 117,5° з. д. к югу от о. Гваделупа на востоке. На всем протяжении эта зона разломов представлена системой кулисообразно сочленяющихся и параллельных желобов и сопряженных с ними гряд. Это кулисообразное и параллельное расположение желобов и соответственно значительная ширина зоны разлома, достигающая между 130—140° з. д. около 300 км — наиболее характерные черты строения, отличающие зону разломов Молокаи от других разломов этой системы. Как отмечал Г. Б. Удинцев, несмотря на слабую выраженность уступов, зона разлома Молокаи на значительном протяжении представляет собой региональную ступень, к югу от которой дно океана опущено на несколько сотен метров. Кулисообразно расположенные ступени восток-северо-восточного простирания прослеживаются наиболее четко между 133—146° з. д. Восточнее 125° з. д. зона разлома выделяется с большим трудом. Желоба и горные гряды этой зоны разломов имеют ширину порядка 10—20 км и вытянуты в длину до 500—1000 км. Глубина желобов и высота гряд, как правило, не превышает нескольких сотен метров. По мнению У. Питмана, Э. Херрона, Дж. Хейртцлера и последующих исследователей (1967 г.), линейные магнитные аномалии при пересечении зоны разлома Молокаи с юга на север испытывают горизонтальное смещение к западу, достигающее в западной части разлома 900 км. Однако, как отмечает И. А. Соловьева, анализ геологического строения дна по обе стороны разлома не подтверждает такие выводы. В поле силы тяжести зона разлома в целом не находит своего отражения.

Зона разлома Кларион, которая ограничивает впадину с юга, прослеживается приблизительно параллельно разлому Молокаи на протяжении более 5700 км от подводных гор северной части поднятия Лайн на западе почти до меридиана о. Рока Партида на востоке, т. е. от 113,5 до 165° з. д. Морфология дна в пределах этой зоны разломов сходна с описанной выше, также сложна и изменчива по простиранию. Но в целом зона Кларион значительно

уже и четче, чем зона Молокаи, и даже на самых сложно построенных участках не превышает 150 км. И лишь к востоку от 123° з. д. она веерообразно расширяется и в пределах 1000—1200 км постепенно теряет свою четкость и затухает. Несмотря на сложность строения, эта зона разломов на большей части протяжения также выражена в рельефе дна в виде уступа, северное крыло которого опущено на 300—400 м по отношению к южному [22]. Таким образом, есть все основания предполагать, что впадина Молокаи-Кларион по поверхности консолидированной коры (2-го слоя) представляет собой огромный субширотный грабен. Расположенные в крайней восточной части зоны разлома острова Кларион и Рока Партида, входящие в архипелаг Ревилла Гигедо, имеют типичное для Тихого океана вулканическое происхождение и сложены, по данным А. Энгеля и Ц. Энгель, главным образом щелочными и андезитовыми базальтами. Магнитное поле восточной части разлома представлено линейными магнитными аномалиями от 6-го до 17-го номера. Западнее 132° з. д. линейные аномалии выражены очень нечетко, а между 148° и 155° з. д. разлом пересекает так называемую «зону спокойного поля» [8], западнее которой магнитное поле пока изучено слабо. Совершенно недостаточно изучено и поле силы тяжести зоны разлома Кларион. Возможно, что именно по этому разлому произошло смещение примерно на 80 км к северо-востоку северо-западной части поднятия Лайн, четко фиксирующееся в рельефе, что соответствует и направлению смещения, которое можно предполагать по соотношению осей палеомагнитных аномалий по обе стороны разлома.

### Южно-Гавайская впадина

Южно-Гавайская впадина расположена к югу от восточной части Гавайского поднятия, приблизительно между 13—20° с. ш., 150—170° з. д. (см. рис. 4). С северо-запада впадина ограничена поднятием Уэйк-Неккер, с юго-запада — западным окончанием поднятия Лайн, с юга — разломом Кларион. Длина впадины более 2200 км, наибольшая ширина около 850 км. Большая часть акватории, занимаемой впадиной, оконтуривается изобатой 5500 м. Между изобатами 5000 и 5500 м располагаются лишь запад-северо-западная центриклиналь впадины и верхняя часть ее северного борта шириной порядка 150 км. Максимальные глубины океана, превышающие 5700 м, отмечаются в узкой восточной части впадины. Здесь внутри изобаты 5500 м, оконтуривающей впадину в целом, по замкнутой изобате 5700 м выделяется самостоятельная локальная впадина размером 90×250 км. Рельеф дна на участке Южно-Гавайской впадины сложный. Наибольшее число высоких холмов выделяется в западной и центральной частях впадины, много гор высотой более 700—800 м в ее центральной части. Несколько гор образуют в центральной части впадины два небольших хребта длиной 60—80 км, шириной 20—30 км, вытянутых в северо-западном направлении. Узкая восточная часть впадины

пересекается цепью высоких подводных холмов север-северо-западного простирания, тянущихся от Гавайского поднятия.

Строение земной коры изучалось в западной и восточной частях впадины [31]. В западной части впадины при глубине океана 5250—5280 м общая мощность земной коры 7,8—8,5 км, первый слой имеет толщину 0,12—0,59 км.

В восточной части впадины при глубине океана 5800 м мощность коры едва достигает 5,3 км [31]. По данным Д. Трейси, Г. Саттона и др., скв. 68, пробуренная в центральной части впадины при глубине океана 5466 м (см. рис. 3), прошла около 14 м по бурым цеолитовым глинам и радиоляриевым илам среднего эоцена. Над ними скважина вскрыла 1 м четвертичных филлипситовых глин [40]. Скв. 164, пробуренная у южного края впадины, вблизи от западного окончания разлома Кларин при глубине океана 5513 м, как пишут Э. Винтерер, Д. Юинг и др., над 10 м пузырчатых базальтов 2-го слоя вскрыла толщу бурых цеолитовых глин. Абсолютный возраст базальтов оценивается в 100—115 млн. лет. Нижние 65 м глин относятся, по-видимому, к баррем-альбу, а следующие 160 м к сеноман-кампану, на котором, вероятно с разрывом, залегают такие же бурые цеолитовые глины нижнего эоцена мощностью порядка 15 м. Венчают разрез бурые цеолитовые глины неоген-плейстоцена мощностью около 30 м [40]. Для меловых и палеогеновых отложений характерны прослой кремней, а для верхнемеловых и особенно нижнеэоценовых образований — и радиоляриевых илов. Магнитное поле впадины, несмотря на невысокую напряженность, по-видимому, очень неоднородно. Северо-западной и юго-восточной частям впадины соответствуют зоны спокойного магнитного поля, обрамляющие с юга Гавайи и прослеживающиеся далее на юго-восток [8]. Центральная часть впадины изучена слабо. Достаточно сложным рисунком отличается поле силы тяжести. Но напряженность поля очень невелика. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе меняются от  $+40$  до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>.

Соотношение наиболее крупных и четко выраженных форм рельефа дна впадины и ее обрамлений показывает, что движения блоков земной коры в этом районе связаны с двумя системами разрывных нарушений, одна из которых имеет простирание от северо-восточного до восток-северо-восточного, а другая — северо-западное. С разломами первой системы, по-видимому, связано образование хребтов поднятий Уэйк-Неккер, желобов в северо-западной части впадины, часть из которых, возможно, продолжает зону разломов Молокаи, желобов и хребтов зоны разломов Кларин вдоль южной границы впадины. Вторая система разломов, вероятно, контролирует простирание юго-западного и северо-восточного бортов впадины. По-видимому, с ней связано развитие чередующихся пологих и протяженных поднятий и прогибов центральной части впадины, длина которых достигает 350—450, а ширина 80—100 км.

Рельеф дна, строение земной коры и физические поля впадины

свидетельствуют о недавней активности эндогенных тектонических процессов, о незаконченности процесса формирования земной коры этой части Тихого океана.

### Впадина Кларион-Клиппертон

Эта впадина расположена в центральной части Тихого океана, между разломами Кларион и Клиппертон приблизительно в рамках 1,5—18,5° с. ш. и 111—160° з. д. По изобате 5000 м длина впадины 2200 км, вытянута она на 4500—5000 км в восток-северо-восточном направлении при средней ширине порядка 1100 км. С запада впадина ограничена центральной частью поднятия Лайн, с севера, через разлом Кларион, граничит с впадинами Южно-Гавайской и Молокаи-Кларион, с востока ограничена Горами математиков, а с юга, через разлом Клиппертон, граничит с Маркизской впадиной (рис. 8). Рельеф дна океана в пределах впадины образован сочетанием морфологических элементов главным образом северо-западного и восток-северо-восточного простираний. Наиболее крупные элементы рельефа северо-западного простирания представлены хребтом Купер, субпараллельными ему цепями поднятий и отдельными желобами. В восток-северо-восточном направлении вытянуты пологие депрессии и небольшие поднятия, расположенные вдоль разломов, ограничивающих впадину, реже — в ее осевой части, а также короткие хребты и желоба в западной части впадины. В целом же дно океана в пределах этой впадины построено несколько проще, чем в районе впадины Молокаи-Кла-

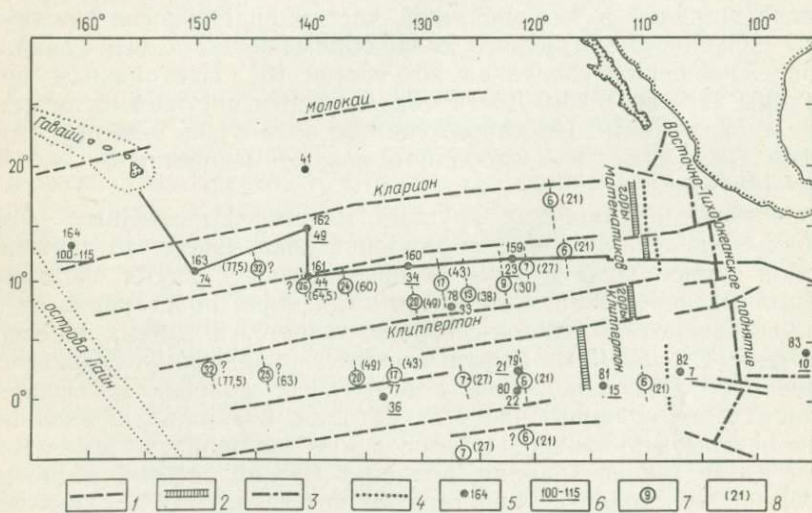


Рис. 8. Возраст второго слоя центральной части Северо-Восточной котловины. По Т. Х. Энделю и Г. Р. Хиту [40].

1 — сбросовые уступы; 2 — палеорифты; 3 — активные рифты; 4 — граница между сводами древнего и молодого срединных хребтов; 5 — скважины «Гломара Челленджера»; 6 — возраст базальтов второго слоя по данным бурения, млн. лет; 7 — палеомагнитные аномалии; 8 — возраст базальтов по палеомагнитным данным, млн. лет

рион. Здесь преобладает пологохолмистый тип рельефа. Высота холмов обычно 50—100 м, ширина 8—12 км. Исключение представляет собой лишь глубоководная западная часть впадины, отличающаяся особенно сложным рельефом дна океана к западу от подводного хр. Купер, т. е. приблизительно западнее  $150^{\circ}$  з. д. Глубины ложа океана в некоторых локальных депрессиях этой части впадины превышают 5400—5500 м.

Хребет Купер представляет собой систему почти изометричных в плане пологих поднятий, обычно не превышающих по высоте первые сотни метров. Их размеры у разлома Клиппертон достигают  $220 \times 220$  км. Поднятия вытянуты в северо-западном направлении, к Гавайям, и постепенно уменьшаются в этом направлении так, что к северу от  $10^{\circ} 30'$  максимальные поперечные размеры поднятий не превышают 10—15 км. В 200 км западнее оси хр. Купер в рельефе дна прослеживается еще одна цепь поднятий, также вытянутая на северо-запад, к Гавайским островам. Но значительная часть поднятий здесь представлена узкими поперечными хребтами субширотного простирания. Высота хребтов нередко превышает 150—200 м, размеры в плане достигают  $20 \times 200$  км. Хребты чередуются с узкими желобами приблизительно таких же размеров. Еще две цепи поднятий север-северо-западного простирания прослеживаются примерно в 200 и 350 км западнее. В южной части ближайшей цепи также преобладают небольшие субширотные хребты. Самая западная система поднятий прослеживается хуже. Поднятия здесь, как правило, мельче, по форме в плане овальные и изометричные. В 1400—1500 км восточнее подводного хр. Купер выделяется еще одно широкое и пологое поднятие северо-западного простирания, пересекающее уступы Кларин, Молокаи и Меррей. Это поднятие прослеживается и южнее уступа Клиппертон. В 200—300 км восточнее глубоководной части впадины в рельефе дна по изобате 5000 м четко выделяется желоб северо-западного простирания длиной до 450 км, шириной 20—30 км. Еще в 800—900 км к востоку, к югу от разлома Кларин, расположена локальная впадина по изобате 5000 м, имеющая форму прямоугольного треугольника, обращенного вершиной к югу. Большой катет треугольника, в целом вытянутый в субмеридиональном направлении вблизи меридиана  $130,5^{\circ}$  з. д., имеет длину 500—550 км, основание — порядка 300 км. В восточном направлении от северной части впадины ответвляется несколько желобов длиной 100—200 км [31].

Горы математиков, обрамляющие впадину Кларин-Клиппертон с востока, представляют собой систему коротких подводных хребтов, более сложно построенных поднятий и разделяющих их желобов и впадин, вытянутых в север-северо-западном и восток-северо-восточном направлении. В целом вся система вытянута на 700 км в субмеридиональном направлении к югу от о. Сокорро архипелага Ревилья Хихедо. Ее ширина обычно не превышает 50—100 км. Высота отдельных гор, как отмечают Г. Менард и Р. Фишер, достигает 1000—1500 м. Хребты Гор математиков окон-

туриваются изобатой 3000 м и в длину не превышают 100—120 км при ширине 10—20, реже 40—50 км.

Строение земной коры впадины Клариион-Клиппертон изучено слабо. В крайней восточной части впадины, у южного окончания Гор математиков, при глубине океана 3880 м общая мощность коры составляет всего 3,5 км. В 1500 км запад-северо-западнее при глубине океана 4390 м общая мощность коры оценивается в 6,43 км. В 2500 км запад-юго-западнее, в глубоководной части впадины, при глубине океана 5250 м общая мощность земной коры составляет 5,3 км [31].

Разрез осадочных отложений впадины Клариион-Клиппертон изучен сравнительно хорошо. Самая восточная из глубоких океанических скважин в этой впадине — скв. 159 была пробурена вблизи точки с координатами  $12^{\circ}20'$  с. ш. и  $122^{\circ}17,5'$  з. д. (см. рис. 3 и 8), при глубине океана 4484 м. По данным Т. Х. Энделя, Г. Р. Хита и др., над экструзивными базальтами второго слоя с абсолютным возрастом порядка 23 млн. лет скважина вскрыла толщу кайнозойских осадочных образований мощностью около 108 м, представленную в своей нижней позднеолигоцен-раннемиоценовой части нанопланктонным мергелистым илом с аморфными железо-марганцевыми микроагрегатами [40]. Мощность этой части разреза около 40 м. Выше скважина прошла 50 м известковистых, реже бурых пелагических глин раннего и среднего миоцена, а над ними — около 20 м слабо кремнистых бурых пелагических глин среднего миоцена — плейстоцена. Скорость осадконакопления составляет 0,7—0,8 см/1000 лет в олигоцен-раннемиоценовое время, 0,1 см от среднего миоцена до плиоцена и 0,5 см/1000 лет в плейстоцене.

Западнее, вблизи от разлома Клиппертон, на участке с координатами  $7^{\circ}57'$  с. ш. и  $127^{\circ}21,4'$  з. д., при глубине океана 4378 м была пробурена скв. 78. По данным Джеймса Хейса и др., над базальтами 2-го слоя с абсолютным возрастом около 33 млн. лет скважина прошла 300 м кайнозойских осадочных отложений, начиная с нижнего олигоцена до среднего миоцена, представленных органогенными илами, постепенно сменяющимися на кремнисто-известковистые илы лишь в самой верхней части разреза. Скорость осадконакопления, достигавшая в олигоцен-раннемиоценовое время 1,5 см/1000 лет, постепенно снижалась в среднем миоцене до нуля в позднемиоценовое и плиоцен-плейстоценовое время.

Скв. 160, пробуренная в средней части впадины в точке с примерными координатами  $11^{\circ}42'$  с. ш. и  $130^{\circ}53'$  з. д. при глубине океана 4940 м, по данным Т. Х. Энделя, Г. Р. Хита и др., над экструзивными базальтами с абсолютным возрастом 34 млн. лет вскрыла метровый пласт раннеолигоценовых темно-коричневых известковистых глин с обильными железистыми микроагрегатами. Выше скважина прошла 80 м известковистых нанопланктонных и нанорадиоляриевых илов раннеолигоцен-раннемиоценового возраста, над ними 27 м миоцен-плейстоценовых бурых цеолитовых глин с обильными железо-марганцевыми микроконкрециями и же-

лезистыми агрегатами. Скорость осадконакопления в олигоцене составляла всего 0,5 см/1000 лет, что значительно ниже обычной скорости седиментации биогенных карбонатных илов и, по-видимому, связано с тем, что глубина океана была в это время близкой к уровню карбонатной компенсации. Скорость накопления миоцен-плейстоценовых бурых цеолитовых глин, если в это время не было перерывов, составляет всего 0,15 см/1000 лет [40].

Расположенная значительно западнее, приблизительно у  $10^{\circ}14,5'$  с. ш. и  $140^{\circ}$  з. д., скв. 161, пробуренная при глубине океана 4939 м, над экструзивными базальтами с абсолютным возрастом 44 млн. лет, как отмечают Т. Х. Эндель, Г. Р. Хит и др., прошла 44 м средне-позднеоценовых уплотненных темно-бурых глинисто-железистых радиоляриевых илов с обильными железистыми микроагрегатами, выше них 65 м нанопланктонного мела раннего олигодена, в отдельных прослоях обогащенного радиоляриями, а над ним 110 м ранне-позднеолигоденового известковистого наноила [40]. Редкая встречаемость и плохая сохранность раковинок фораминифер дает основания предполагать, что в олигоцене дно океана на этом участке никогда не было мельче лизоклина. Выше скважина прошла 43 м позднеолигоцен-раннемиоценового нанопланктонного известковистого ила с прослоями известковистого радиоляриевого ила. Отсутствие в илах раковинок фораминифер свидетельствует об интенсивных процессах растворения карбоната кальция, предшествовавших захоронению ископаемых остатков. Верхние 2 м разреза скважины представлены четвертичной бурой радиоляриевой глиной с очень небольшим количеством известковистого нанопланктонного ила.

Скв. 162 была пробурена примерно в 500 км севернее, у  $14^{\circ}52'$  с. ш. и  $140^{\circ}$  з. д., при глубине океана 4845 м. Над экструзивными базальтами с абсолютным возрастом 49 млн. лет она прошла 6 м среднеоценовых бурых цеолитовых глин с базальным слоем фораминиферового нанопланктонного мела. Выше после пятиметрового бурения без керна скважина вскрыла пачку среднеоценовых органогенных илов мощностью 76 м, представленную глинистым радиоляриевым известковистым нанопланктонным илом с прослоями известковистого ила и коричневого глинистого радиоляриевого ила, редкими тонкими прослоями кремней в нижней части пачки. Над среднеоценовыми илами скважина прошла 37 м по среднеоцен-раннеолигоденовому глинистому радиоляриевому илу, слегка известковистому в своей верхней части. Верхние 26 м разреза скважины сложены переслаиванием раннеолигоденовых известковистых нанопланктонных илов с подчиненными прослоями глинистого радиоляриевого ила и коричневой глины. Скорость осадконакопления оценивается в 2,3 см/1000 лет для среднего эоцена, 0,3 см/1000 лет для верхнего эоцена и 0,6 см/1000 лет для нижнего олигодена [40].

Скв. 163 была пробурена в 1300 км к запад-юго-западу от описанной приблизительно в точке с координатами  $11^{\circ}14,5'$  с. ш. и  $150^{\circ}17,5'$  з. д. при глубине океана 5230 м. Нижние 18 м разреза

этой скважины представлены потоками экструзивных базальтов с абсолютным возрастом 74 млн. лет. Выше базальтов скважина прошла 120 м кампана — нижнего маастрихта, представленного наупланктонным мелом с кремнями, над ним 50 м немых цеолитовых глин, возможно палеоцен-раннеэоценового возраста. Выше немых глин скважина вскрыла 100 м глинистых радиоляриевых илов и бурых цеолитовых глин среднего эоцена — олигоцена. Неоген-четвертичные отложения на этом участке отсутствуют. Скорость осадконакопления оценивается в 1,1 см/1000 лет для кампана и раннего маастрихта и в 0,5 см/1000 лет для эоцен-олигоценового времени.

В целом верхний слой осадков, выведенных на поверхность дна во впадине Клариион-Клиппертон, как отмечали в 1972 г. Д. З. Фрейзер и др., представлен главным образом кремнистыми илами, преобладающими до 130° з. д. на востоке, что отличает эту впадину от расположенной севернее впадины Молокаи-Клиппертон с ее глинами и более южной Маркизской с карбонатными илами. К востоку от 130° з. д. во впадине Клариион-Клиппертон преобладают глины.

Физические поля впадины Клариион-Клиппертон изучены слабо. В целом аномалии силы тяжести в свободном воздухе и магнитные аномалии не отличаются здесь от описанных ранее для впадины Молокаи-Клариион и более северных впадин Северо-Восточной котловины. В западной глубоководной части впадины, примерно между 140—155° з. д., выделяется зона спокойного магнитного поля, которая прослеживается на северо-запад во впадину Молокаи-Клариион.

Разрывные нарушения впадины Клариион-Клиппертон могут быть сгруппированы в три основные системы, первая из которых связана с описанными выше структурами северо-западного простирания, образующими основной структурный фон западной половины впадины, вторая — с уступами Клариион и Клиппертон, ограничивающими впадину с север-северо-запада и юг-юго-востока, третья — с меридиональными структурными элементами восточной половины впадины и прежде всего с ограничивающими ее с востока Горами математиков.

Историю геологического развития представляется целесообразным рассмотреть для всей южной части Северо-Восточной котловины, расположенной к югу от уступа Клариион.

### Поднятие Гагарина

Поднятие расположено между уступом Клиппертон и Галапагосской зоной разломов, примерно от 3° ю. ш. до 7° с. ш. и от 129 до 154° з. д. (см. рис. 4). С запада оно ограничено депрессиями, прилегающими к островам Лайн, с востока — впадиной Клиппертон-Галапагос. Длина поднятия, вытянутого в субширотном направлении, около 2800 км, максимальная ширина, которой оно достигает вблизи 140° з. д., около 700 км. К западу от 145° з. д. поднятие

резко сужается и прослеживается в запад-северо-западном направлении между двумя впадинами с глубинами более 4800 м. Очертания поднятия очень извилисты. По существу это система широких пологих поднятий, разделенных узкими впадинами и неглубокими желобами. Рельеф дна здесь сложен, но перепады глубин невелики. Фоновая глубина океана в пределах поднятия обычно меняется от 4300 до 4500 м, увеличиваясь лишь в отдельных депрессиях до 4550—4590 м. Ряд пологих холмов поднимается до отметок глубин менее 4200 м, а на крайнем западе поднятия — менее 3800—3900 м. До таких же глубин поднимаются и некоторые крутые холмы на востоке. Несколько гор на западе поднятия, где располагаются и горы Гагарина, возвышаются до отметок глубин менее 2000—2200 м. Земная кора поднятия изучалась в его крайней юго-восточной части, вблизи Галапагосской зоны разломов, где ее мощность составляет более 7,2 км, а первый слой имеет толщину 0,51 км [31].

Осадочные образования поднятия изучены в результате бурения глубоководных океанических скважин 71, 72, 73 и 77. При глубине океана 4290—4420 м в основании изученного разреза все скважины, кроме 71-й, по данным Д. Трейси, Г. Саттона, Д. Хейса и др., вскрыли прослой мела и окремненных известняков среднего и верхнего эоцена [40]. Над ними — обычно непрерывный разрез кайнозойских органогенных нанопланктонных, нанорадиоляриевых и нанофораминифер-радиоляриевых илов, типичных для экваториальной области Тихого океана с высокой биологической продуктивностью планктона. Общая мощность органогенных отложений прямо зависит от географического положения скважин. Она максимальна и достигает 558 м вблизи 4°30' с. ш. (скв. 71), уменьшается до 345—481 м около 0°30' с. ш. (скв. 72 вблизи 139° з. д. и скв. 77 у 133° 14' з. д.) и 301 м — в скв. 73, вблизи 2° ю. ш.

### Впадина Клиппертон-Галапагос

Впадина расположена между уступом Клиппертон и Галапагосской зоной разломов, сразу к востоку от поднятия Гагарина, приблизительно между 0°30' и 5° с. ш. и 120°30' и 129° з. д. (см. рис. 4). С севера она ограничена системой поднятий запад-юго-западного простираения, протягивающихся от гор Клиппертон до поднятия Гагарина, с юга — разломами Галапагосской зоны. Примерные размеры впадины по замкнутой изобате 4500 м — 480 × 940 км, максимальная глубина — более 4700 м.

Ближайшие данные о строении земной коры были получены в юго-восточной части поднятия Гагарина, у Галапагосской зоны разломов, где общая мощность коры при глубине океана 4500 м достигает 7,24 км, а мощность первого слоя 0,51 км (см. выше). Строение осадочных отложений впадины не изучалось, но есть все основания предполагать, что оно аналогично описанному для поднятия Гагарина.

Еще одна очень небольшая впадина субмеридионального простиранья расположена в 900 км восточнее, примерно в рамках  $3^{\circ}45'$  и  $7^{\circ}15'$  с. ш. и  $110^{\circ}30'$  и  $112^{\circ}30'$  з. д. По неполностью замкнутой изобате 4000 м ее размеры  $200 \times 400$  км, а максимальная глубина больше 4500 м.

### Полинезийская впадина

Впадина расположена между предполагаемыми западными окончаниями Галапагосской и Маркизской зон разломов, т. е. примерно в пределах  $5^{\circ}30'$ — $10^{\circ}30'$  ю. ш. и  $143^{\circ}30'$ — $158^{\circ}$  з. д. (см. рис. 4). С запада она ограничена южной частью поднятий Лайн, с востока — Маркизским поднятием. По почти полностью замкнутой изобате 5000 м (на севере впадина соединяется узкой горловиной со впадиной Пенрин) она вытянута более чем на 800 км в юго-восточном направлении при ширине до 400 км. Максимальная глубина океана достигает в пределах впадины более 5700 м. Рельеф дна впадины относительно несложен. Углы наклона бортов возрастают от периферии к центру. Строение земной коры впадины изучено слабо.

### Маркизское поднятие

Поднятие расположено сразу к востоку от Полинезийской впадины, приблизительно в пределах  $4^{\circ}$ — $10^{\circ}15'$  ю. ш. и  $135^{\circ}3'$ — $144^{\circ}$  з. д. (см. рис. 4), и по полузамкнутой изобате 4500 м имеет примерные размеры  $850 \times 850$  км. Ядро поднятия образуют Маркизские острова, вытянутые в северо-западном направлении. Сравнительно простой рельеф поднятия резко осложняется в центральной части, в районе вулканических Маркизских островов, имеющих общий цоколь, оконтуриваемый изобатой 4000 м. По этой изобате горный массив Маркизских островов имеет длину около 500 км и ширину более 200 км. Вершины гор образуют ряд банок и девять островов площадью от 5 до  $850 \text{ км}^2$  и высотой до 1265 м.

Изучение магматических и пирокластических образований островов позволило выделить здесь три цикла плиоценового вулканизма [22]. С первым циклом были связаны излияния слабо дифференцированных базальтовых лав, со вторым — дифференциация лав от базальтовых до трахитовых, выбросы пирокластического материала, образование кальдер, с третьим — внедрение даек и интрузивов от базальтового до трахитового состава. Современные проявления вулканизма, за исключением серных источников на самом большом о. Хива-Оа, неизвестны.

Севернее и северо-восточнее Маркизского поднятия, вдоль Галапагосской зоны разломов, от  $128$  до  $144^{\circ}$  з. д. прослеживается Северо-Маркизский вал, оконтуриваемый изобатой 4500 м. Он вытянут почти на 1800 км в восток-северо-восточном направлении и имеет ширину от 10 до 100 км.

## Галапагос-Маркизская впадина

К востоку от Маркизского поднятия, примерно между  $0^{\circ}$  и  $10^{\circ}$  ю. ш. и  $110^{\circ}$  и  $135^{\circ}30'$  з. д., в рельефе дна Северо-Восточной котловины выделяется система небольших пологих локальных депрессий, объединяемых условно под названием Галапагос-Маркизская впадина (см. рис. 4). Рельеф дна впадины несложен. Это холмистая равнина, в целом слабо наклоненная к западу. Ее ширина меняется от 950 км на западе, между Галапагосской и Маркизской зонами разломов, до 1200 км на востоке, по изобате 4000 м. Длина 2700—2800 км. Основной фон глубин океана: от 4000 м на востоке до 4700 м на западе. В центральной части впадины выделяется поднятие Галлего, представляющее собой пологий структурный выступ широтного простирания с примерными размерами  $250 \times 950$  км, хорошо выраженный в рельефе дна. Вдоль его южного борта прослеживаются непротяженные узкие желоба и хребты.

Строение земной коры изучалось в крайней северной и южной частях восточной половины впадины [32]. На севере, в зоне Галапагосского разлома, вблизи  $123,5^{\circ}$  з. д. при глубине океана 4460 м общая мощность коры составляет около 5,6 км. Примерно в 960 км к юго-востоку при глубине океана 4330 м мощность коры всего 4,84 км [31].

Осадочные отложения изучались на стыке Галапагосско-Маркизской впадины и Маркизского поднятия. По данным Д. Трейси, Г. Саттона и др., скв. 74, пробуренная при глубине океана 4431 м, выше базальтов прошла пачку кайнозойских органогенных наноиллов мощностью более 100 м, самые древние из которых содержат среднеэоценовые фораминиферы [40]. Эта скважина, расположенная примерно на  $6^{\circ}14'$  ю. ш., также подтвердила отмеченную ранее закономерную связь накопления кайнозойских органогенных илов с экваториальной зоной высокой биологической продуктивности. Мощность кайнозойских осадочных образований здесь в 3—5 раз меньше, чем в скв. 71—73, пробуренных в пределах от 0 до  $4^{\circ}30'$ , т. е. значительно ближе к экватору.

Галапагосская и Маркизская зоны разломов, ограничивающие впадину с севера и с юга на большей части ее протяжения, кроме ее восточной части, к востоку от  $120^{\circ}$  з. д., в целом очень сходны с описанными гигантскими уступами Мендосино, Меррей, Молокаи, Клариион и Клиппертон.

Галапагосский разлом, прослеживающийся в рельефе дна от  $120$  до  $140^{\circ}$  з. д., в западной части до  $131^{\circ}45'$  з. д., представлен грабеном шириной до 50—60 км, глубиной 150—200 м, ограниченным с севера типичным асимметричным гребнем. Восточнее он принимает форму уступа, по которому опущено южное крыло, а еще далее выражен в виде узких желобов и уступов. Маркизский разлом прослеживается достаточно уверенно в виде системы желобов, хребтов и уступов лишь от  $121^{\circ}30'$  до  $136^{\circ}$  з. д. Далее на запад он никак не проявляется в рельефе дна на участке юго-восточного

погружения Маркизского поднятия, а затем может быть предположительно выделен по узким желобам с глубиной вреза более 500 м и сопряженным с ними подводным горам, вершины которых поднимаются до отметок глубин 2560—2850 м. Блок, расположенный к северу от разлома, опущен.

Примерно вблизи меридиана  $133,5^{\circ}$  з. д. было изучено строение земной коры Маркизской зоны разломов [31]. Общая мощность коры здесь 6,4 км. Западнее, вблизи меридиана  $143,5^{\circ}$ , где эта зона разломов может быть выделена лишь предположительно, при глубине океана 4620 м общая мощность коры за счет утолщенной нижней части достигает 7,1 км.

### Впадина Тики

Эта самая южная впадина Северо-Восточной котловины расположена к северо-востоку от южной половины архипелага Туамоту, между Маркизской и Южной зонами разломов, приблизительно в пределах  $12-21^{\circ}$  ю. ш. и  $128^{\circ}30'-138^{\circ}30'$  з. д. (см. рис. 4). В целом впадина имеет форму высокого равнобедренного треугольника, обращенного вершиной на юго-восток. По изобате 4100 м высота этого треугольника около 1100 км, длина основания — порядка 600 км. Глубина океана достигает в пределах впадины более 4500 м. Очертания впадины отличаются значительной изрезанностью. Ее дно представляет собой холмистую равнину с перепадами высот до 300—400 м.

Строение земной коры изучалось в центральной части впадины вблизи меридиана  $136^{\circ}$  з. д. [31]. Здесь при глубине океана 4490 м общая мощность впадины составляет 6,6 км. Строение осадочных отложений изучалось в 350 км северо-восточнее при бурении скв. 75 в точке с глубиной океана 4181 м. По данным Д. Трейси, Г. Саттона и др., над базальтами скважина прошла пачку олигоцен-нижнемиоценовых органогенных илоиллов мощностью 80 м [40]. В илах встречены прослои бурых глин. И эта скважина, расположенная вблизи  $12,5^{\circ}$  ю. ш., подтвердила общую закономерность, по которой мощность кайнозойских органогенных илов убывает с удалением от экватора.

### История геологического развития южной части Северо-Восточной котловины

Ограниченность данных для ретроспективного анализа развития рассматриваемого региона требует, как и при анализе истории геологического развития других районов ложа Тихого океана, принять ряд допущений.

1. Осадочные отложения, вскрытые скважинами непосредственно над базальтами, — самые древние осадочные отложения разбуренного участка.

2. Базальты, вскрытые на забоях скважин, относятся ко второму слою коры. Они образовались непосредственно перед отложе-

нием самых древних из пройденных этими скважинами осадочных слоев.

3. Образование выделяемого второго слоя было единым этапом геологического развития для всего региона.

Условность этих допущений связана прежде всего с тем, что внедрения базальтовой магмы могли происходить и значительно позже начала осадкообразования. Это подтверждается вскрытием

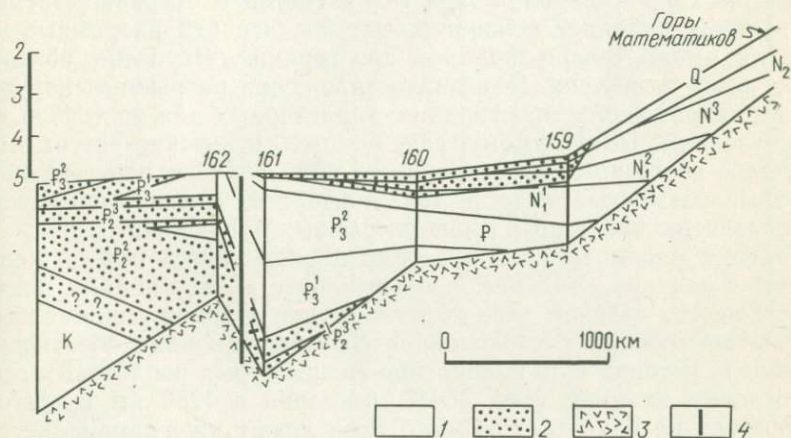


Рис. 9. Впадина Клариион-Клиппертон. Широтный разрез по профилю скв. 159—162 16-го рейса «Гломара Челленджера».

1 — карбонатные отложения; 2 — кремнистые отложения; 3 — базальты; 4 — зоны разлома

скважинами в океанах целого ряда секущих магматических тел с горячими контактами. Несомненно, лишь условно можно принять предположения о том, что везде осадконакопление следовало непосредственно за образованием второго слоя, что образование базальтов, вскрытых скважинами ниже осадочных отложений отмечает для всего региона единый этап геологического развития.

Если, таким образом, не забывать, что все наши сведения об этапах развития земной коры впадин океанов носят в значительной степени характер предположений, историю геологического развития южной части Северо-Восточной котловины можно представить в следующем виде.

Самыми ранними событиями геологического развития южной части Северо-Восточной котловины, по-видимому, следует считать трещинные излияния базальтов, образовавших второй слой региона. Характерны значительная длительность и четко прослеживаемая миграция вулканизма с запада на восток (рис. 9). Если на западе, в районе современной Южно-Гавайской впадины трещинные излияния базальтов имели место не позднее раннемеловой эпохи (скв. 164), то в восточных частях впадин вулканизм,

образовавший второй слой, закончился лишь в позднем олигоцене — раннем миоцене (скв. 79—81, 159).

Сведения о возрасте базальтов океанического фундамента, полученные в результате проведения глубоководного бурения, позволяют сделать выводы о развитии разрывных дислокаций. Можно предполагать, что сбросы и раздвиги, послужившие основными каналами для поднятия к поверхности базальтовых магм, также близки по возрасту к базальтам и также мигрировали с запада на восток. Сопоставление возраста базальтов и основных элементов рельефа дна дает основания считать, что эти разрывные нарушения имели северо-западное простирание. Вероятно позднее, скорее всего в неогене, произошло заложение разрывных нарушений меридионального простирания, характерных для восточной части котловины. По-видимому, еще моложе гигантские уступы восток-северо-восточного простирания, в ряде случаев пересекающие линейные элементы рельефа дна, обязанные своим происхождением развитию описанных выше разрывных нарушений.

Также с запада на восток, вероятно, развивались и погружение впадин, и осадконакопление, последовавшее за излияниями платобазальтов. На крайнем западе региона уже в конце раннемеловой эпохи существовала глубоководная седиментационная обстановка, в условиях которой шло накопление толщи бурых цеолитовых глин с прослоями кремней (скв. 164). Примерно в 1250 км к восток-юго-востоку на базальтах второго слоя лежит уже нанопланктонный мел кампанского яруса (скв. 163), а еще в 1150 км восточнее — радиоляриевые илы эоцена (скв. 161) и далее, примерно в 950 км к востоку, — нанопланктонный известковистый ил верхнего олигоцена (скв. 159). Мощности сходных по условиям образования осадочных отложений меняются от 276 м на западе (скв. 163) до 108 м на востоке (скв. 159).

Интересные выводы позволяет сделать анализ изменений разреза осадочных отложений в меридиональном направлении. Данные, полученные в результате бурения глубоких скважин в 5-, 8- и 16-м рейсах «Гломара Челленджера», вдоль 140° з. д., показывают, что наибольшая мощность главным образом биогенных кайнозойских отложений связана с приэкваториальной зоной высокой биологической продуктивности (рис. 10). Центр этой зоны в течение последних 35 млн. лет, когда и накопилась основная масса осадочных образований, располагался вблизи от 4°30' с. ш. (скв. 71), смещаясь с севера на юг от 11° с. ш. 35 млн. лет назад, т. е. в раннем олигоцене, до 2° ю. ш. в плиоцен-плейстоценовую эпоху. Это смещение происходило неравномерно. За равные промежутки времени примерно в 5 млн. лет между ранним и поздним олигоценом центр зоны максимальной седиментации сместился от 11° до 4°30' с. ш., между средним и поздним миоценом от 4°30' до 0°30' с. ш. и, наконец, между поздним миоценом и плиоценом от 0°30' с. ш. до 2° ю. ш. Между поздним олигоценом и средним миоценом такого смещения не установлено (рис. 11). В период 10—30 млн. лет назад максимальная скорость седиментации на

меридиане  $140^{\circ}$  з. д. была вблизи  $4^{\circ} 30'$  с. ш. Не менее существенное скачкообразное изменение условий осадконакопления произошло приблизительно 35—40 млн. лет назад между эоценовой и олигоценовой эпохами, когда преобладавшие в северной приэкваториальной зоне кремнистые илы сменились карбонатными. Одновре-

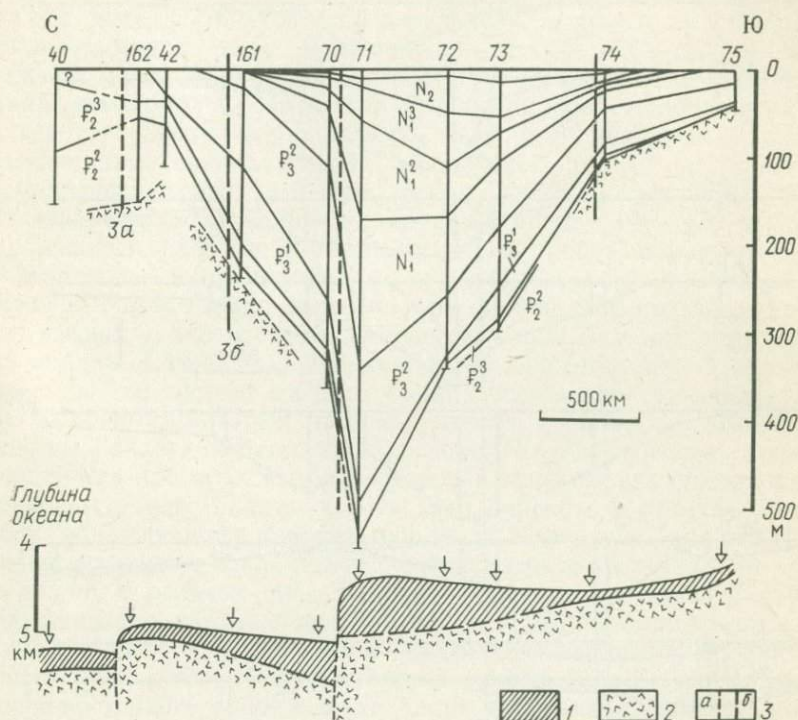


Рис. 10. Меридиональный разрез по профилю скважин вблизи  $140^{\circ}$  з. д. (5-, 8- и 16-й рейсы). По Т. Х. Энделю и Г. Р. Хиту [40].

1 — осадочные отложения; 2 — базальты (второго слоя); 3 — зоны разломов: а — установленные, б — предполагаемые

менно возросла более чем в четыре раза скорость осадконакопления. Такие резкие изменения фаций осадочных образований региона принято связывать, как это делают Т. Эндель и Г. Хит, с изменением уровня карбонатной компенсации. Очевидно, однако, что при этом нельзя исключать и влияние изменения глубины осадконакопления. Возможно, что именно уменьшение глубины бассейна седиментации, располагавшегося вдоль меридиана  $140^{\circ}$  з. д., примерно между  $20^{\circ}$  с. ш. (скв. 40) и  $12,5^{\circ}$  ю. ш. (скв. 75), привело сначала к смене накопления кремнистых микроорганизмов на карбонатные, а затем в верхнем олигоцене и особенно в миоцене к более активному воздействию размывающих донных течений, практически, не оставивших следов в самой северной части региона от верхнеолигоцен-плейстоценовых осадочных

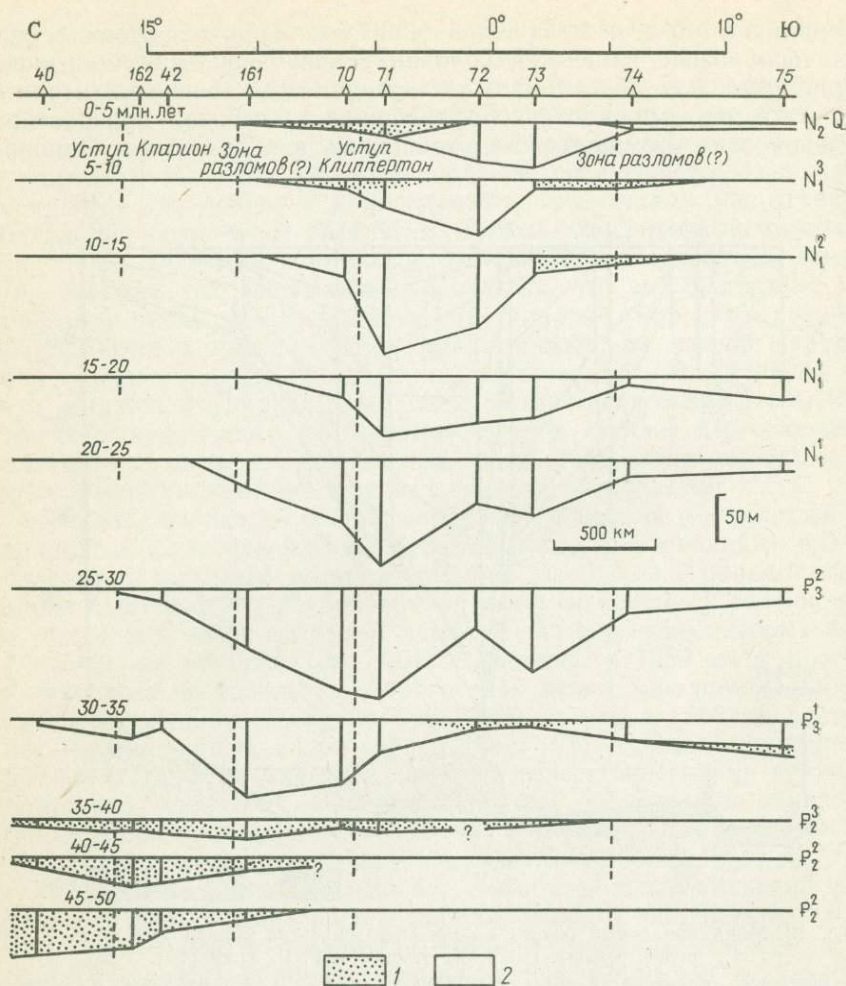


Рис. 11. Изменения мощности и литологического состава осадочных образований восточной части Тихого океана вблизи 140° з. д. в течение последних 50 млн. лет. По Т. Х. Энделю и Г. Р. Хиту [40].

1 — кремнистые отложения; 2 — карбонатные отложения

отложений (скв. 40 и 162), а вблизи от 10° с. ш. и 10° ю. ш. размывших почти все миоценовые образования (скв. 75 и 161). Вероятно, именно с этой активизацией размывающих течений связано значительное, в два и более раза, уменьшение в верхнем миоцене и плиоцен-плейстоцене средней скорости осадконакопления. Последовавшее затем в верхнем миоцене, плиоцене и плейстоцене новое углубление впадин, расположенных примерно между 5 и 10° к северу и к югу от экватора, привело к новой смене карбонатных илов главным образом на кремнистые (скв. 70, 71, 74, 75, 161).

## ГАВАЙСКИЙ СВОД И ПОДНЯТИЕ ХЕССА

Гавайский свод и поднятие Хесса ограничивают с юго-западной стороны Северо-Восточную котловину, отделяя вместе с Императорским хребтом эту котловину от Северо-Западной.

Гавайский свод представляет собой широкое сложно построенное поднятие, вытянутое по изобате 5000 м почти на 3000 км в запад-северо-западном направлении, между  $16,5-29,5^{\circ}$  с. ш. и  $153-180^{\circ}$  з. д. Ширина свода достигает 750—850 км. Вдоль оси Гавайского свода простирается Гавайский хребет, подводный цоколь которого состоит по крайней мере из 50 щитовых вулканов, смыкающихся основаниями и образующих почти непрерывную вулканическую гряду. Средняя ширина хребта по изобате 4000 м, оконтуривающей его наиболее крупные звенья, 100—120 км. Выходящие над водой вершины этого хребта образуют около 50 островов — вулканических и коралловых, обычно входящих в состав атоллов. Самые высокие горы архипелага поднимаются на 3—4 км над уровнем океана и более чем на 10 км над дном соседних впадин. Самый большой о. Гавайи, достигающий в диаметре более 100 км, состоит из пяти сомкнувшихся действующих вулканов, активность которых не прекращается с палеогена. Остальные вулканы Гавайских островов потухшие. По обе стороны от хребта выделяются прогибы, наиболее хорошо развитые и глубокие вдоль северо-восточного склона хребта. Эти прогибы в отличие от прогибов, обрамляющих центральную часть поднятий Лайн, лишь частично заполнены осадочными отложениями и представляют собой депрессии в рельефе дна. Ширина прогибов по изобате 4800 и 5000 м обычно не превышает 75—80 км. Прогибы обрамляются широкими пологими поднятиями, которые также выражены значительно лучше на северо-восточном склоне свода. Эти поднятия северо-восточного склона свода часто называют Гавайским валом [2]. По оконтуривающей изобате 4500 м их ширина 150—200 км.

Не менее интересна продольная зональность Гавайского хребта, позволяющая выделить здесь с юго-востока на северо-запад три группы островов. К первой группе относятся острова Гавайи, Мауи, Оаху, Кауаи, Молокаи, Ланаи, Ниихау и Каулау. Это так называемые главные острова с ясно видимыми вулканами, все более древними к северо-западу. Вторая группа включает низменные острова Ниhoa, Неккер и Гарднер и отмель Френч-Фригейт. Низменные острова представляют собой остатки разрушенных вулканов, иногда с построенными на них коралловыми рифами. В третью группу входят риф Маро, о. Лейсен, о. Лисянского, риф Пирл энд Гермес, о. Мидуэй и о. Куре. Это коралловые атоллы без видимых над поверхностью воды остатков древних вулканов.

Строению земной коры Гавайского свода посвящено немало исследований. Наиболее важными были работы Р. У. Рейта, Д. Г. Шора, Д. Д. Полларда, А. Райелла и Д. Л. Беннета, Д. Р. Хилла, А. С. Фурумото, Д. П. Вулларда, Д. Ф. Кэмпбелла, Д. М. Хассонга и ряда других американских геологов и геофизи-

ков. Общая толщина коры на островах меняется от 12—14 км на о. Ланаи и под самым низким на о. Гавайи вулканом Килауеа (1230 м) до 18—21 км на островах Оаху и Мауи и под самым высоким на о. Гавайи вулканом Мауна-Кеа (4210 м). Почти такая же мощность коры (10—17 км) сохраняется и на островных склонах, до глубин океана 3,5—3,8 км. На пологих поднятиях, обрамляющих Гавайский хребет с северо-востока, при глубине 4300—4800 м толщина коры составляет 5—7 км. Примерно такую же мощность имеет земная кора поднятий к юго-западу от Гавайского вала. Вдоль северных бортов прогибов, расположенных между хребтом и северо-восточными поднятиями при глубине океана 4800—5000 м, земная кора имеет мощность около 8 км. Порядка 7—8 км составляет мощность коры и в центральных частях прогибов, по обе стороны от хребта при глубинах около 5000—5500 м.

Кажущаяся граничная скорость вдоль поверхности мантий меняется от 7,8 до 9 км/с. Причем наибольший разброс скоростей отмечен при глубинах океана 2500—5000 м. Под островами эта скорость обычно меняется в пределах 7,8—8,2 км/с. На отдельных участках островного склона и обрамляющих подводных поднятий в нижней части земной коры прослеживается высокоскоростной четвертый слой с  $V=7,54-7,60$  км/с, мощность его 4—7,6 км. В остальных районах четко выделяется третий слой с  $V=6,3-7,2$  км/с, мощность которого меняется от 2,1—2,5 км в пределах сравнительно тонкой коры обрамлений Гавайского хребта до 6—7 км под островами, редко до 7,5—8,9 км (о. Ланаи, островной склон о. Оаху) и даже 11 км (о. Оаху) под отдельными вулканами и их широкими подножиями.

Таким образом, в поперечном сечении Гавайского свода мощность земной коры увеличивается от обрамляющих поднятий (Гавайского вала) к вулканическому хребту. В продольном сечении она увеличивается главным образом за счет утолщения третьего слоя с юго-востока на северо-запад. В этом же направлении увеличивается и возраст последних проявлений вулканизма. Для Гавайского свода типично сложное строение 2-го слоя, как правило, состоящего из нескольких, чаще всего из двух, частей с хорошо отличающимися скоростями. Различные части этого «переходного» слоя коры, которые принято выделять индексами (2А, 2В, 2С), характеризуются скоростями от 3,0 до 6,4 км/с.

Мощность второго слоя здесь также необычно велика. Она меняется от 1,7 до 3,8 км в пределах подводных обрамлений при глубинах океана от 4100 до 5300 м и достигает 5,3—13,4 км на островах и островных склонах. Первый слой, по результатам работ методом преломленных волн, распространен лишь на отдельных участках, имеет  $V=2,3-3,0$  км/с и мощность 0,1—0,8 км.

Более детальное изучение строения осадочного слоя методом отраженных волн к северо-востоку от островов показало, что в прогибе к северу от о. Оаху мощность осадочных отложений достигает 0,6 км. К северу от о. Молокаи она предположительно равна 1 км. На сейсмических профилях видно, как толща осадоч-

ных отложений прогибов резко уменьшается в мощности до 0,1 км на склонах внешних обрамляющих поднятий. На многих участках с выровненным рельефом дна в пределах сводов и внешних склонов обрамляющих подводных поднятий осадочные отложения полностью отсутствуют. На соседних холмах и небольших хребтах обычно отмечаются смятые в складки и разбитые сбросами осадочные образования, мощность которых достигает 0,15 км. На некоторых подводных равнинах участки с ненарушенными, хорошо стратифицированными осадочными отложениями соседствуют с участками, в пределах которых их выделить не удается. Участки без выделяемого по данным сейсморазведки верхнего покрова слабо уплотненных осадочных отложений отличаются резко неровной поверхностью дна с высотой неровностей от 2 до 10 м. Характер сейсмической записи и анализ ее изменения вдоль профиля позволяют предполагать, что в этом случае осадочные образования покрыты лавовыми потоками, которые и образуют неровности дна. Хорошо стратифицированные отложения, очевидно образованные турбидитными потоками, заполняют изолированные карманы на расстоянии до 400 км к северу от Гавайских островов. Их мощность обычно составляет первые сотни метров.

Скважины, пробуренные на о. Оаху на глубине 160—330 м, вскрыли выветрелые лавы. Над лавами скважины прошли толщу чередующихся базальтовых песков, алевроитов, глин и рифовых известняков с линзами мелкогалечных конгломератов и брекчий, сложенных теми же породами. Бурение на о. Мидуэй показало, что мощность коралловых известняков, залегающих на вулканическом основании, достигает здесь 166 м [2]. По данным Э. Л. Винтерера, У. Р. Риделя и др., океаническая скв. 67, пробуренная на склоне обрамляющего подводного поднятия (Гавайского вала) в 270 км к северу от о. Оаху, при глубине океана 4473 м, над слоем кремней вскрыла слоистые туфопесчаники, глинистые алевролиты и темно-коричневые глины общей мощностью около 60 м [40]. В 16 м от дна в керне были встречены раннеэоценовые радиолярии. Материалы сейсмических исследований показывают, что бурением было пройдено менее половины разреза осадочных отложений. По мнению Э. Л. Винтерера и У. Р. Риделя, это дает основания предполагать мезозойский возраст подстилающих базальтов.

Детальное изучение вулканических построек на Гавайях показало закономерное изменение состава продуктов извержений в процессе развития и старения вулканов. В начальные фазы вулканизма происходили излияния огромных масс толеитовых или слабо щелочных лав, образование преимущественно подводных лавовых щитов. В это время, как отмечает Х. Раст, создается 90 % общего объема будущего острова. Позднее извергались более или менее высокощелочные лавы, недонасыщенные кремнекислотой с заметным содержанием воды. Последняя фаза вулканизма характеризуется излиянием во всех меньших количествах расплавов, крайне недонасыщенных кремнекислотой, с которыми связано образование базальтов, нефелинитов и даже перидотитов. Возра-

стание щелочности и уменьшение кремнекислотности объясняется перемещением области частичного плавления во все более глубокие части верхней мантии. Возраст последних проявлений вулканизма увеличивается в пределах Гавайского хребта с юго-востока на северо-запад, от современных на о. Гавайи до 0,8—1,5 млн. лет на о. Мауи, 2,2—3,4 на о. Оаху, 3,8—5,6 на о. Кауаи, 7 на о. Ниhoa, 10 на о. Неккер, 12 на отмели Френч-Фригейт и 18 на о-вах Мидуэй.

Анализ результатов сейсмических, магнитометрических и гравиметрических исследований приводит к выводу о том, что в зоне разлома Молокаи строение земной коры свода осложнено внедрениями интрузий мантийных магм, поднявшихся до глубины от 5—7 км к северу от о. Мауи до 15 км под вулканом Коолау на о. Оаху. Плотность интрузивных образований превышает  $3,25 \text{ г/см}^3$ . По сейсмическим данным магматические источники питания вулканов о. Гавайи расположены на глубине порядка 60 км. В верхних частях разреза земной коры на глубинах от 2 до 6 км, как считает Д. Итон, располагаются промежуточные магматические камеры, соединенные с подкоровыми источниками. Близкие результаты получил в этом регионе А. Р. Лидс, также изучая распространение поверхностных волн от землетрясений. По его заключению мощность литосферы под Гавайскими островами составляет порядка 76 км.

Сравнительно неплохо изучено гравитационное поле Гавайского свода. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе имеют здесь в целом ту же зональность, что и основные элементы рельефа. Как указывают А. Уоттс, М. Тальвани и Д. Кокрен, Гавайский хребет выражен в гравитационном поле высокоамплитудными положительными аномалиями, достигающими особенно больших значений над вулканами. В целом с островами хребта связаны аномалии  $200\text{—}300 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ , возрастающие еще на  $100\text{—}115 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$  над вулканами. Самая интенсивная положительная аномалия, достигающая  $700 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ , зарегистрирована над вулканом Мауна-Лоа. Гавайский хребет обрамляется с обеих сторон поясами отрицательных аномалий в свободном воздухе, соответствующими прогибам шириной около 100 км. Интенсивность аномалий в пределах этих поясов обычно меняется в пределах от  $-25$  до  $-75 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ . Самый большой минимум, достигающий  $-136 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ , отмечен к северу от о. Мауи. Пояса отрицательных аномалий в свою очередь окаймляются небольшими положительными аномалиями, связанными с Гавайским валом и южными обрамляющими поднятиями. Интенсивность этих аномалий составляет около  $25 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ . Своих максимальных значений положительные аномалии достигают в 250—300 км от осевой части Гавайского хребта и в 150—200 км от осей обрамляющих хребет прогибов. Постепенно уменьшаясь к океаническим впадинам, аномалии в свободном воздухе достигают значений  $15 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ , типичных для северной части Тихого океана, примерно в 600 км от Гавайского хребта. Пояс положительных аномалий между  $160$  и  $162^\circ$  з. д. нарушается суб-

меридиональной зоной отрицательных аномалий, связанных с Го-рами музыкантов, и зоной более интенсивного максимума к юго-западу от о. Неккер, связанного с хр. Неккер. Положительные аномалии над этим хребтом, поднимающимся над дном океана до глубины 1600 м, достигают более  $60 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Хребет обрамляется полосами отрицательных аномалий до  $-24 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, что почти на  $30 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> меньше значений поля силы тяжести над окружающим дном океана.

Высокие значения положительных аномалий силы тяжести над Гавайским хребтом показывают значительную перегруженность и антиизостатический характер создавших его движений. Также против изостатического равновесия были направлены нисходящие движения, которые привели к образованию обрамляющих прогибов с интенсивными отрицательными аномалиями.

Аномалии Буге при плотности промежуточного слоя 2,3 г/см<sup>3</sup>, отмеченные У. Стрейнджем, Д. Вуллардом и Д. Роузом на островах Оаху, Молокаи, Ланаи и Мауи, также имеют высокие положительные значения, достигающие над вулканами 270—310  $\times 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Еще более интенсивные положительные аномалии, достигающие 315—330  $\cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, зарегистрированы У. Киношитой над вулканами о. Гавайи. Средние их значения над островами меняются в пределах 200—240  $\cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>.

Изучение магнитных аномалий Гавайского свода показало, что они связаны с плотными высокомагнитными интрузивными породами жерл вулканов и рифтовых зон. А. Малахову и Д. Вулларду удалось выделить системы рифтовых зон с преобладающими субширотными восток-северо-восточными простираниями, большая часть которых пересекает главные острова Гавайского хребта. Наиболее протяженной и выдержанной по простиранию оказалась система магнитных аномалий, связанных с продолжением зоны разломов Молокаи. Анализ геологического строения этого наиболее изученного отрезка разлома Молокаи приводит к выводу о том, что и здесь с ним не связаны более или менее значительные сдвиговые деформации. Два профиля ГСЗ, отработанные А. С. Фурумото и др. по обе стороны от разлома, показали одинаковое строение коры, не допускающее существенных смещений.

Имеющиеся материалы позволяют осветить лишь историю развития вулканов и связанного с ней погружения Гавайского поднятия. О более раннем этапе эволюции земной коры, предшествующем образованию центральных вулканов, можно лишь предполагать. По-видимому, как отмечают Э. Л. Винтерер и У. Р. Ридель, трещинные излияния базальтов, которыми образована основная часть второго слоя океанического дна, происходили здесь в позднем мезозое [40] и, вероятно, сопровождалась погружением. Не позднее раннего миоцена в пределах северо-западной части современного Гавайского свода началось формирование вулканических построек центрального типа. Этот процесс постепенно смещался к юго-востоку. После накопления достаточно больших масс вулканитов началось такое же постепенное изостатическое погружение

участков земной коры, на которых расположены вулканы. Оно охватило прилегающие районы и привело к образованию желобов и остаточных поднятий — Гавайского вала (рис. 12).

Поднятие Хесса расположено между южными окончаниями поднятий Северо-Западного хребта и Императорского разлома, приблизительно в границах  $32^{\circ}45'$ — $41^{\circ}35'$  с. ш. и  $172^{\circ}45'$  в. д. —  $174^{\circ}30'$  з. д. Его форма в плане похожа на несколько деформированный якорь, нижняя часть которого соответствует юго-восточной

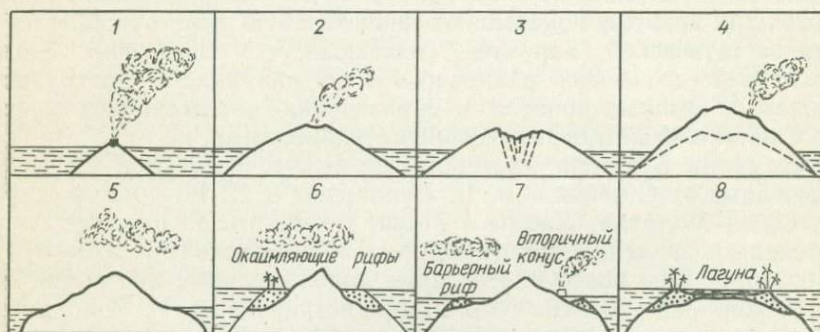


Рис. 12. Стадии развития вулканических островов Тихого океана. По Г. Стирису и Х. Расти.

Стадии: 1 — подводная (эксплози, образование подушечных лав); 2 — лавовых излияний; 3 — обрушения (образования кальдер); 4 — формирование трахитовых и лавовых конусов; 5 — морской амбразии и речной эрозии; 6 — погружения и образования окаймляющих рифов; 7 — повторных извержений и формирования барьерных рифов (после частичного поднятия); 8 — образования атоллов и нового погружения

части поднятия. Длина этой наиболее приподнятой субширотной юго-восточной части по изобате 5000 м более 1300 км, средняя ширина — порядка 220 км. С юго-востока на северо-запад поднятие по той же оконтуривающей изобате 5000 м вытянуто на 1000 км. Вершина самой высокой подводной горы Меллиш в центре юго-восточной части поднятия расположена на глубине 117 м, возвышаясь над окружающим плато примерно на 3000 м [34].

Земная кора поднятия отличается неоднородностью строения. Ее максимальная мощность оценивается в 16—18 км, граничная скорость вдоль поверхности Мохоровичича  $V=8,2$  км/с. В центре юго-восточной части поднятия при преобладающей глубине океана порядка 3000 м кровлю мантии проследить не удалось. Она расположена на глубине более 15 км от поверхности океана. Видимая мощность земной коры, изученной способом общей глубинной точки, здесь составляет 12—13 км [9]. Мощность нижнего слоя коры с пластовой скоростью от 6 до 8 км/с при средних значениях 7,5—7,6 км/с оценивается в 5—10 км. Отмечается его двухъярусное строение. По данным ГСЗ, нижний слой коры характеризуется  $V=6,8$  км/с. Второй слой также состоит из двух частей и имеет среднюю мощность порядка 3,5 км. Граничные скорости для этих двух частей второго слоя оцениваются в 5,2 и 3,9 км/с. Первый

слой с пластовой скоростью 2,6 км/с достигает здесь толщины 2 км. В пределах пологого северного склона юго-восточной части поднятия при глубине океана около 4000 м земная кора имеет мощность до 10 км и заметно утолщается в южном направлении. Поверхность Мохоровичича резко, ступенями, погружается к югу в сторону центральной части поднятия, образуя крутые флексуры. Нижний слой коры со средней пластовой скоростью 7,5—7,6 км/с имеет мощность порядка 6 км и двухъярусное строение, как и в центре поднятия. Второй слой с пластовой скоростью от 3,5 до 6 км/с, также состоящий из двух частей, имеет на этом участке общую мощность около 3 км и относительно мало меняется по толщине. Непрерывно распространенный первый слой с пластовой скоростью 1,8—2,5 км/с имеет мощность 0,4—1 км.

На наиболее приподнятом юго-восточном участке поднятия Хесса при глубине океана порядка 2150 м была пробурена скв. 465. В основании разреза осадочных образований здесь, по данным Т. Воллье и Д. Тьеда, залегают позднеальбско-раннесеноманские слоистые известняки мощностью около 140 м, над ними 270 м наноиллов и нанофораминиферовых илов верхнего мела (коньяк—маастрихт) — палеоцена. И лишь самые верхние 10 м илов относятся к плиоцен-плейстоценовым образованиям. По всему разрезу, кроме плиоцен-плейстоцена, прослежены тонкие прослои и линзы кремней. Характерен перерыв в осадконакоплении, наступивший в начале позднемеловой эпохи, который на участке скв. 465 охватывал большую часть сеномана и весь турон, в соседней скв. 466 — весь сеноман и часть турона, а в 700 км север-северо-западнее при глубине океана порядка 4650 м (скв. 464) — продолжался от сеномана до среднего миоцена. Значительный седиментационный перерыв отмечается начиная с конца позднемеловой — палеогеновой эпохи и охватывает или часть палеоцена, эоцен, олигоцен, миоцен и большую часть плиоцена (скв. 465), или большую часть маастрихта, весь палеоцен, часть эоцена, олигоцен, миоцен и начало плиоцена (скв. 466). Большая часть палеогена и миоцена, как отмечают Р. Ларсен, Р. Моберли и др., размыва и на участке скв. 310, пробуренной, при глубине океана 3516 м, примерно, посередине между скв. 464 и 465. Скв. 464 вскрыла на забое толеитовые базальты, скв. 465 — трахиты [40].

В 1979 г. экспедицией 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» на южном склоне поднятия Хесса, примерно в 90 км к юго-востоку от скв. 465, была изучена большая часть 2-го слоя коры. В результате драгирований установлено, что верхние 2 км разреза 2-го слоя представлены здесь щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами, в самой верхней части разреза — трахитами. Несмотря на то, что при драгировании были обнаружены главным образом расположенные на разных уровнях пиллоу-лавы, поднятые крупнопористые разности базальтов показали, что образование изученной части 2-го слоя проходило в относительно мелководных условиях. Сложное двухъярусное строение 3-го слоя, прослеженные по сейсмическим данным в его верхней части линзы и про-

межуточные отражающие горизонты позволяют предполагать, что эта часть разреза коры представлена метаморфизованными и дислоцированными вулканогенными образованиями [9]. Более однородная нижняя часть 3-го слоя разбита на блоки.

Физические поля поднятия Хесса изучены слабо. Наибольшим распространением среди разрывных дислокаций отличаются сбросы восток-северо-восточного простирания, образующие в ряде случаев грабены. По серии таких сбросов, очевидно, происходит сочленение поднятия Хесса с расположенной южнее глубоководной впадиной [9, 17, 18]. Очень типично для этого поднятия резкое флексуорообразное погружение под него поверхности Мохоровичича, отмеченное как с севера, так и юга, со стороны глубоководной впадины.

История развития поднятия Хесса прослеживается с окончания нижнемедовой эпохи, когда вслед за излияниями базальтов, происходившими в условиях мелкого моря, началось отложение обломочных известняков альба и более глубоководных поздне меловых образований. Последующее развитие поднятия отмечено значительными перерывами в осадконакоплении, которые, по мнению Ю. М. Пушаровского и Е. Н. Меланхолиной, были вызваны сильными размывающими течениями, связанными, в свою очередь, с крупными структурными перестройками океанического дна.

Несмотря на то, что погружение поднятия Хесса началось почти на целую эпоху позднее, чем Северо-Западной котловины, история их геологического развития в позднем мезозое и кайнозое очень сходна. Основные черты строения земной коры поднятия Хесса позволяют говорить о его недавнем плиоцен-плейстоценовом погружении по серии субширотных сбросов.

### ПОЛИНЕЗИЙСКИЙ СВОД

Полинезийский свод представляет собой широкий и пологий западный отрог Восточно-Тихоокеанского поднятия, разделяющий Северо-Восточную и Южную котловины Тихого океана. Свод вытянут более чем на 4000 км в северо-западном направлении в рамках 13—40° ю. ш. и 125—165° з. д. Ширина свода более 2000 км. Наибольшая высота, достигающая 2441 м, отмечена в пределах о. Таити (пик Орохена). Свод асимметричен, его северо-восточный борт круче и короче юго-западного. С севера свод ограничивается почти на всем протяжении изобатой 4000 м, с юга 5000 м. Основная часть из более чем 100 островов Полинезийского свода располагается в пределах пяти валов и трех островных цепей, также имеющих четкое северо-западное простирание. Это Северный и Южный валы архипелага Туамоту, валы островов Общества, Южных Кука и Острелз и островные цепи Тубуаи, Хао-Дюси и Тематанги-Питкерн. Кроме этого, значительная часть островов и банок расположена к западу и к югу от вала о-ов Общества, разбросана в юго-восточной половине поднятия, не образуя четких

систем, и объединяется в группы субширотного и северо-западного простираний у юго-восточного края поднятия, на участке его стыка с западным крылом ВТП.

### Поднятие Туамоту

Поднятие Туамоту расположено вдоль северо-восточного борта Полинезийского свода. Оно образовано Северным и Южным валами, соединенными перемышкой в районе о. Рарориа. Валы имеют длину по 1000—1100 км при средней ширине 150—220 км. Общая длина поднятия достигает около 2000 км. Оно оконтуривается изобатой 3500 м и ограничено примерными координатами 14,5—19,5° ю. ш. и 133,5—150,5° з. д. Сводовая часть поднятия Туамоту расположена на глубине порядка 2000 м и поднята на 2000 м над окружающими впадинами. Широкий и пологий свод поднятия увенчан многочисленными коралловыми островами, из которых все, кроме о. Макатеа, — типичные современные атоллы. Остров Макатеа, самая высокая точка которого поднята на 113 м над уровнем океана, представляет собой, как отмечает Ж. П. Шевалье, древний так называемый поднятый атолл.

Строение земной коры изучалось у юго-восточного погружения Южного вала Туамоту, примерно в 60 км к юго-западу от о. Хао в точке с координатами 18°28' ю. ш. и 141°26' з. д., при глубине океана 4700 м [31]. Здесь общая мощность коры составляет 6,2 км.

Строение осадочных отложений поднятия Туамоту было изучено в результате бурения скв. 318 в его северо-западной части, между островами-атоллами Ахе и Аруга при глубине океана 2659 м (скважина не была пробурена до океанического фундамента). Самые древние осадочные образования, вскрытые на глубине порядка 745 м от дна, имеют нижнеэоценовый возраст. Как отмечают С. О. Шленгер, Э. Д. Джексон и др., нижне-среднеэоценовые отложения скв. 318 представлены толщей глинистых известняков, туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью более 195 м; в основании разреза — обильные обломки мелководных известняковых рифов [40]. Верхний эоцен мощностью около 130 м сложен нанопланктонными и нанофораминиферовыми известняками с прослоями известковистых туфопесчаников и туфоалевролитов, линзами и конкрециями кремней, обломками разрушенных рифов. Для олигоцена, неогена и плейстоцена характерны нанофораминиферовые илы и мел, прослой алевролитов и песчаников. Нижний миоцен представлен брекчиями и конгломератами из обломков вулканического и рифового происхождения. Значительное количество обломков рифовых известняков встречено в плиоцене. Мощность палеогена 445 м, неогена и плейстоцена 300 м. Сопоставление планктонных фораминифер и нанопланктона изученного разреза с зональными шкалами позволяет, как указывает В. А. Крашенинников, выделить три крупных перерыва в осадконакоплении, с которыми связано отсутствие верхней части среднего эоцена, нижнего олиго-

цена и большей части нижнего миоцена. Развитие обломочных пород связывается с деятельностью турбидитных потоков.

Физические поля и разрывные нарушения поднятия Туамоту изучено слабо. Расположение атоллов Южного вала, образующих узкие полосы, вытянутые под острым углом к простиранию вала, позволяет предполагать развитие здесь разрывных нарушений северо-западного простирания. По-видимому, вдоль этих разрывных нарушений располагались вулканы, ставшие впоследствии основаниями для рифовых построек атоллов. Возможно, что кулисообразное расположение Северного и Южного валов Туамоту — следствие расчленения коры на блоки поперечными разрывами северо-восточного простирания. В пользу такого предположения свидетельствуют и резкие, как обрубленные, северо-западные окончания Северного и Южного валов.

### Южная часть Полинезийского свода

Эта часть Полинезийского свода, включающая вытянутые в северо-западном направлении валы островов Общества, Южных Кука и Острелз (Бас) и островные цепи Тубуаи, Хао-Дюси и Тематанги-Питкери, изучена несколько хуже.

Вал островов Общества расположен в 150 км к юго-западу от северо-западного окончания Южного вала поднятия Туамоту, приблизительно между  $16^{\circ}18'30''$  ю. ш. и  $147^{\circ}45'15''$  з. д. По почти полностью замкнутой изобате 4000 м его примерные размеры  $150 \times 600$  км. Над пологой, выровненной аккумулятивными шлейфами поверхностью вала поднимается более десятка гор, большая часть из которых образует вулканические острова с барьерными и окаймляющими рифами. Поперечные размеры островов от 1—2 до первых десятков километров, высота гор от 150—200 до 2441 м (пик Орохена на о. Таити). Наиболее распространенная высота гор над уровнем океана 600—1200 м.

Относительно лучше других изучен о. Таити. Его поперечные размеры  $42,5 \times 33,5$  км. Он образован двумя потухшими вулканами, соединенными перешейком. Центральная часть одной из кальдер, по данным Ж. П. Шевалье, заполнена позднеюрским нефелиновым габбро с абсолютным возрастом порядка 150 млн. лет. Большая часть острова сложена базальтами и тефрой, образовавшимися от 2 до 20 млн. лет назад. Базальты необычно богаты щелочами. Реже встречаются нормальные базальты, андезиты, трахиты и фонолиты. Расположенный в 130 км восточнее небольшой остров-вулкан Махетиа, диаметр которого лишь немногим превышает 1,5 км, а высота около 430 м сложен оливинными базальтами. Вулкан действовал еще 2000 лет назад. Другие вулканы вала о-ов Общества также сложены в основном оливинными и высокощелочными базальтами, трахитами, фонолитами, авгититами, нефелиновыми тефритами. На них встречены штоки акцесситов и тералитов, дайки габбро, отмечены выходы углекислого газа, свидетельствующие о недавней активности потухших вулканов.

Очень слабо изучены валы островов Южных Кука и Острелз (Бас), расположенные почти на одной линии в южной части Полинезийского свода, приблизительно в 1300 км друг от друга. Более погруженный вал Южных о-ов Кука расположен между  $18^{\circ}30' - 20^{\circ}30'$  ю. ш. и  $157^{\circ} - 160^{\circ}$  з. д. Примерные размеры вала по изобате 4500 м, разделяющей его на две неравные части,  $50 \times 350$  км. Вал увенчан вулканическими, реже коралловыми островами. Строение земной коры изучено в 150 км к северо-востоку от самого западного из островов. При глубине океана 5210 м мощность земной коры составляет около 5,9 км, первый слой едва достигает 0,07 км [31].

Более приподнятый вал о-ов Острелз (Бас) расположен примерно между  $25^{\circ}15' - 28^{\circ}30'$  ю. ш. и  $144^{\circ}15' - 147^{\circ}30'$  з. д. По оконтуривающей изобате 4000 м его размеры  $150 \times 750$  км. Вал асимметричен. Его юго-западное крыло почти на всем протяжении значительно круче северо-восточного. Над поверхностью вала поднимаются высокие вулканические острова и подводные рифы и банки. Лучше других изучен остров-вулкан Рапа, достигающий в поперечнике 3 км. Он сложен базальтами и трахитами, абсолютный возраст которых оценивается Ж. П. Шевалье в 5 млн. лет. Вулкан окружен окаймляющим рифом. Этот остров расположен на южной границе распространения коралловых рифов.

Строение земной коры было изучено в 130 км к югу от юго-восточного окончания вала (в 350 км юго-восточнее о. Рапа) при глубине океана 4380 м. Общая мощность коры здесь 6,7 км, толщина первого слоя 0,2 км [31].

Островная цепь Тубуаи протягивается на 1000 км в запад-северо-западном направлении между  $21^{\circ}50' - 25^{\circ}$  ю. ш. и  $145^{\circ}40' - 154^{\circ}45'$  з. д., продолжая вал о-ов Острелз. В ее составе выделяются пять вулканических островов с барьерными и окаймляющими рифами и две подводные рифовые банки, одна из которых достигает поверхности (риф Мозес). Центральные части островов сложены базальтами, реже трахитами, которые, по мнению ряда исследователей, отмечают окончание вулканической деятельности. Абсолютный возраст магматических пород оценивается в пределах от 5 (о. Ревеве) до 30 млн. лет (о. Тубуаи), т. е. от плиоцена до олигоцена. Изученный несколько лучше других о. Руруту в северо-западной части цепи достигает высоты 400 м над уровнем океана. Его центральная часть сложена базальтами, окаймленными коралловыми песками и до высоты 100 м — детритовыми, частично доломитизированными известняками. На высоте 200 и 260 м как пишет Л. Д. Шабб, прослеживаются террасы, по-видимому, отмечающие положение древних уровней океана.

Строение земной коры изучалось в 250 км к северо-востоку от о. Тубуаи при глубине океана 4810 м. Общая мощность коры достигает здесь 8,3 км [31].

Островная цепь Хао-Дюси вытянута почти на 1900 км в юго-восточном направлении на продолжении Южного вала Туамоту между  $22 - 25^{\circ}$  ю. ш. и  $124 - 141,5^{\circ}$  з. д. Это высокие коралловые

острова (поднятые атоллы) и современные атоллы. У юго-восточного окончания этой группы расположены самые южные атоллы центральной части Тихого океана. Относительно изученный в этой группе о. Хендерсон представляет собой плоский древний атолл размером  $4,5 \times 9$  км, поднятый на высоту 24 м над уровнем океана. На его поверхности хорошо сохранились кольцевой риф и впадина на месте бывшей лагуны. Строение земной коры изучалось в 60 км к юго-западу от о. Хао — самого северо-западного острова этой группы, при глубине океана 4700 м. Общая мощность коры здесь составляет 6,15 км, первый слой достигает толщины 0,41 км [31].

Примерно в 100 км юго-западнее о-ов Хао-Дюси, параллельно им, между  $21,5$ — $25^\circ$  ю. ш. и  $130$ — $141^\circ$  з. д. почти на 1200 км вытянулась островная цепь Тематанги — Питкерн, представленная атоллами, подводными рифами и вулканическими островами. В этой группе островов хорошо изучен один из самых западных — атолл Муруроа. Как пишет Ж. П. Шевалье, на островках, окружающих лагуну этого атолла, было пробурено около ста мелких скважин глубиной 15—30 м и две глубокие скважины, которые на глубине 415 и 438 м вскрыли вулканическое основание атолла.

Это основание оказалось сложенным андезитами гавайского типа с абсолютным возрастом  $7 \pm 1$  млн. лет. Над андезитами, верхняя часть которых брекчирована и смешана с обломками коралловых рифов, скважины вскрыли сорокаметровую пачку гравийных коралловых песков. Выше них изучена толща конгломератовых коралловых известняков мощностью 250—300 м. Известняки — тонкокристаллические, массивные, хорошо литифицированные. С глубины около 100 м от устья скважин известняки становятся магнезиальными. Верхняя часть разреза мощностью 65—125 м представлена слабо сцементированными конгломератами с прослоями плотных известняков. Конгломераты сложены обломками коралловых, литотамниевых и фораминиферовых известняков. Абсолютный возраст известняков меняется скачкообразно от 3 тыс. лет на глубине 7 м до 500 тыс. лет на глубине более 20 м от устья скважины.

Эти данные привели исследователей к выводу о том, что атолл Муруроа начал формироваться в плиоцене на двух вулканах гавайского типа, которые были окружены рифами еще до полного окончания активной деятельности. Последующее медленное погружение под воды океана прерывалось снижениями уровня океана в ледниковые эпохи.

В 450 км юго-восточнее атолла Муруроа расположена группа вулканических о-ов Гамбье. Главный остров этой группы — Мангарева состоит из восьми маленьких островков, окруженных единым барьерным рифом. Самый крупный из этих островков площадью  $3,5 \times 7,5$  км и высотой 400 м сложен оливиновыми базальтами и пикритами. Коралловые рифы, которые окружают остров, приподняты на его северо-восточной и погружены на юго-западной

стороне, что, по мнению Г. Б. Удинцева, может свидетельствовать о наклоне острова вследствие поднятия Северного вала Туамоту. Остров Питкертн, расположенный еще в 550 км к юго-востоку площадью  $2 \times 5,5$  км и высотой 333 м, сложен оливковыми базальтами и значительно более редкими гиперстеновыми андезитами и трахитовыми туфами. Оливковые базальты о. Питкертн близки по составу к базальтам о. Пасхи, Галапагосских и Маркизских островов. Результаты бурения на о. Муруроа ясно показали, что рифовые постройки этой островной цепи, так же как и атоллы поднятия Туамоту, образовались в процессе погружения вулканических оснований.

### Основные этапы геологического развития Полинезийского свода

История развития различных частей Полинезийского свода не была одинаковой. Основные черты геологической истории поднятия Туамоту, вытянутого вдоль северо-восточного борта Полинезийского свода, представляются следующими. Вулканизм, который, вероятно, был главным образом трещинным и привел к образованию покровов платобазальтов (2-го слоя) поднятия, завершился здесь в позднемеловую эпоху. Следующий, более достоверно устанавливаемый этап вулканизма, характеризующийся развитием вулканов центрального типа, закончился в западной части поднятия, не позднее раннего эоцена. Последующее погружение, прерывавшееся воздыманиями в конце среднего эоцена и начале раннего олигоцена, привело к накоплению карбонатных, биогенных и турбидитных обломочных толщ.

Широкое развитие обломочных образований показывает, что несмотря на общее погружение, наиболее высокие вулканические и известняковые постройки не опускались ниже уровня океана и служили устойчивыми источниками питания потоков турбидитов. Вслед за этим в позднем олигоцене — раннем миоцене, произошло общее понижение уровня океана, которое фиксируется как в пределах приподнятого блока о. Макатеа, так и в опущенном блоке, изученном при бурении скв. 318. Новое погружение привело к образованию толщ нанофораминиферовых илов и мела. Оно сопровождалось постепенным общим снижением уровня Мирового океана, связанным с образованием ледникового щита Антарктиды, ростом известняковых банок и, наконец, современных атоллов.

В островных цепях, расположенных к юго-западу от поднятия Туамоту, вулканизм центрального типа продолжался непрерывно или возобновлялся с небольшими перерывами по крайней мере до позднего миоцена (о-ва Тематанги—Питкертн), или даже до современной эпохи (о-ва Общества). По-видимому, именно с этим накоплением мощных толщ вулканитов в юго-западной части свода и связан отмечавшийся Г. Б. Удинцевым наклон с северо-востока на юго-запад.

## ЮЖНАЯ КОТЛОВИНА

Огромная, сложно построенная и чрезвычайно неравномерно изученная Южная котловина Тихого океана располагается к югу от поднятия Манихики и Полинезийского свода, между системой желобов Тонга—Кермадек и Новозеландским плато на западе и Восточно-Тихоокеанским поднятием (ВТП) на востоке (приблизительно в границах 10—61° ю. ш. и 163° в. д. — 130° з. д.). С юга котловина ограничена Южно-Тихоокеанским поднятием (ЮТП). Максимальные глубины, до 6250—6600 м, установлены в западной части котловины. В пределах котловины может быть выделено по крайней мере шесть крупных впадин: Самоанская, Осборн, Луисвилл, Кристенсен, Удинцева и Симпсона [34].

Самоанская впадина расположена на крайнем севере котловины, между поднятием Манихики с севера, поднятием островов Самоа с запада и западным краем Полинезийского свода — с востока, в примерных границах 10—20° ю. ш. и 162—171° з. д. С юга впадина ограничена цепью подводных поднятий, протягивающихся в восток-юго-восточном направлении от о. Ниуэ и рифа Беверидж. В этих границах по изобате 5000 м ее размеры достигают 1000×1100 км. По замкнутой изобате 5500 м впадина вытянута в северо-восточном направлении и имеет размеры 240×720 км. Ограниченные эхометрические данные позволяют говорить здесь о холмистом рельефе дна океана, осложняемом отдельными подводными горами. Строение земной коры изучалось в юго-западной части впадины при глубине океана 5140 м [31]. Мощность коры достигает здесь 11,3 км, т. е. почти вдвое превышает среднюю мощность земной коры ложа Тихого океана [7]. Первый слой имеет мощность около 0,2 км. Глубоководного бурения во впадине не проводилось. По отрывочным данным можно предполагать, что впадина характеризуется слабыми отрицательными аномалиями в свободном воздухе от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Сразу к западу от впадины располагается интенсивный максимум силы тяжести, связанный с вулканическим поднятием о-ов Самоа, достигающий более  $120 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>.

Впадина Осборн расположена к югу от Самоанской, примерно в рамках 20—30° ю. ш. и 164°30'—175° з. д. Ее приблизительные размеры 1200×1350 км, а по изобате 5500 м, раскрывающейся к западу в сторону желоба Тонга, 550×1100 км. Центральная часть впадины, оконтуренная изобатой 5500 м, отличается сравнительно слабо расчлененным пологохолмистым рельефом дна с единичными подводными горами. Борты впадины изрезаны сильнее. Здесь обычны высокие холмы и невысокие горы. Строение земной коры впадины изучалось в ее северо-западной части, вблизи от желоба Тонга при глубине океана 6100 м. Кора здесь в целом типично океаническая, но с несколько уменьшенной мощностью 2-го слоя. Общая мощность коры оценивается в 6,1 км [31]. Первый слой имеет мощность 0,41 км. Строение верхней части осадочных образований впадины изучалось в ее западной части при

глубине океана 5354 м. Как отмечают Р. Е. Бернс, Д. Е. Эндрюс и др., нижние 20—25 м разреза скв. 204 сложены стекловатыми кристаллокластическими туфами с основной массой от базальтового до андезитового состава [40]. Их возраст условно определен как меловой. Над туфами пройдена пачка также условно меловых туфопесчаников и конгломератов мощностью 25—30 м. Выше, резко несогласно, залегает стометровая толща бурых глин с обильной примесью вулканического пепла и пепловыми прослоями. Возраст этой толщи — от олигоцена до плейстоцена. Низкий вынос керна и бедность фауны не позволяют детально расчленить эту толщу. Можно лишь сказать, что в ее строении наверняка участвуют олигоцен-нижнемиоценовые, среднемиоценовые и плейстоценовые образования. Физические поля впадины изучены крайне слабо.

Впадина Луисвилл расположена к югу от впадины Осборн примерно в границах  $26^{\circ}30'—37^{\circ}15'$  ю. ш. и  $167^{\circ}—177^{\circ}30'$  з. д. Ее приблизительные размеры по изобате 5500 м, раскрывающейся к западу в сторону желоба Кермадек,  $800 \times 900$  км. От северо-западного угла примерно до середины восточного края впадины ее пересекает вулканический подводный хр. Луисвилл с вершинами, поднимающимися до отметок глубины 1968—992 м. Рельеф дна океана в пределах впадины, за исключением участков, прилегающих к хребту, несложен. Преобладают пологохолмистые формы. Строение земной коры и осадочный слой этой впадины не изучались. Можно предполагать, что они близки к изученным во впадине Осборн.

Впадина Кристенсен расположена к юго-востоку от впадин Осборн и Луисвилл, приблизительно в границах  $30^{\circ}—48^{\circ}20'$  ю. ш. и  $130^{\circ}—163^{\circ}$  з. д., отделяясь от этих впадин полосой сложно построенного дна океана с поперечными желобами и хребтами. Размеры впадины по раскрывающейся на северо-запад изобате 5000 м достигают  $1800 \times 3000$  км. По замкнутой изобате 5500 м впадина смещена к северо-западному краю и имеет размеры  $300 \times 1050$  км. Рельеф дна океана изучен в пределах впадины очень слабо. Однако имеющиеся данные позволяют предполагать, что он существенно сложнее, чем описанный ранее для впадин Самоанской, Осборн и Луисвилл. Наиболее вероятен здесь высокохолмистый тип рельефа, изученный на редких пересечениях впадины научно-исследовательскими судами. Для крайней северо-западной части и юго-восточной трети впадины типично развитие узких желобов и сопряженных с ними подводных хребтов. На юго-востоке впадины они связаны с продолжениями разломов, пересекающих ВТП. В северо-западной половине впадины, к юго-западу от ее наиболее погруженной части, изобатой 5000 м оконтуривается несколько вытянутое в субширотном направлении пологое поднятие размерами  $200 \times 650$  км, разветвляющееся в юго-восточном направлении и образующее непротяженные цепи более мелких поднятий. Одна из вершин на этом поднятии достигает глубины 1588 м.

Строение земной коры изучалось в крайней восточной части впадины к югу от западного окончания разлома Агассиз, при глубине океана 5040 м [31]. Общая мощность коры составляет здесь 6,2 км.

Физические поля впадины изучены крайне слабо. По результатам измерений вдоль широтного профиля, пересекающего южную часть впадины, поле силы тяжести представляется здесь слабо напряженным. Гравитационные аномалии в свободном воздухе меняются в пределах от  $+40$  до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5].

Основные черты рельефа дна океана позволяют выделить здесь три главные системы разрывных нарушений. Наибольшим распространением, по-видимому, пользуются нарушения северо-западного простирания, с которыми связаны основные структурные элементы впадин. Они прослеживаются и далее к югу в виде продолжений поперечных нарушений ВТП, образующих уступы на южном борту впадины. Разрывные нарушения северо-восточного простирания выделяются наиболее ясно по системам хребтов и желобов в юго-восточной части впадины. Эти нарушения прослеживаются и далее к юго-востоку вдоль северо-западного склона ВТП. На северном борту впадины выделяются прослеживающиеся с Полинезийского свода разрывные нарушения субширотного и запад-юго-западного простираний, также связанные главным образом с продолжениями поперечных разломов ВТП.

Впадина Удинцева расположена к югу от цепи подводных поднятий юго-восточного окончания хр. Луисвилл приблизительно в границах  $40-59^\circ$  ю. ш. и  $177^\circ$  в. д.— $156^\circ$  з. д. Ее примерные размеры по изобате 5000 м, раскрывающейся на северо-восток, в сторону впадины Кристенсен,  $800 \times 1950$  км. Впадина вытянута в северо-восточном направлении вдоль юго-восточного края Новозеландского плато. Рельеф дна впадины изучен недостаточно. По имеющимся данным он представляется относительно слабо изрезанным, пологохолмистым, с отдельными конусовидными подводными горами.

Строение земной коры изучалось в 1977 г. Новозеландскими геофизиками под руководством Ф. Д. Дейви на северо-западном борту впадины, при глубине океана 4910 м. Поверхность Мохоровичича проследить не удалось. Выше кровли третьего слоя с  $V = 6,61$  км/с выделен второй слой с  $V = 5,82$  км/с мощностью 1,82 км, а над ним первый с  $V = 2,41$  км/с мощностью 0,95 км. Такая повышенная мощность осадочного слоя связана здесь, по-видимому, с близостью источников сноса — островов Новозеландского плато, вероятно, занимавших до погружения плато значительно большие площади.

Физические поля впадины исследованы очень слабо. По измерениям вдоль отдельных профилей поле силы тяжести впадины представляется спокойным, с аномалиями в свободном воздухе, не превышающими  $\pm 40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Разрывные нарушения прослеживаются на юго-восточном борту впадины. Это сбросы-уступы, связанные с продолжениями поперечных разломов ЮТП, с ясным се-

веро-западным простиранием. Наиболее крупный из них — разлом Удинцева.

Впадина Симпсона расположена к юго-западу от впадины Удинцева, примерно в границах  $53^{\circ} 30' - 61^{\circ}$  ю. ш. и  $163 - 177^{\circ}$  в. д., и отделена от нее пологим валообразным поднятием север-северо-западного простирания. По практически замкнутой изобате 5000 м ее примерные размеры  $800 \times 1450$  км. Хорошо изученное дно океана отличается здесь очень выровненным рельефом с отдельными невысокими и пологими холмами и ложбинами, которые в плане имеют формы, близкие к изометричным. Мощность осадочных отложений оценивается во впадине Симпсона в  $0,7 - 1$  км. Такая большая мощность связывается с предполагаемой высокой биологической продуктивностью в зоне антарктической дивергенции и выносом турбидитов с Новозеландского плато. Среди осадков преобладают диатомовые илы, покрывающие дно к югу от  $56^{\circ}$  ю. ш. Севернее этой широты отмечается преобладание бурых глубоководных глин. Поле силы тяжести впадины — очень спокойное, с аномалиями силы тяжести в свободном воздухе от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Разрывные нарушения — это сбросовые уступы на продолжение поперечных разломов ЮТП северо-западного простирания.

По данным бурения на склоне желоба Тонга (скв. 204) и восточной окраине Новозеландского плато (скв. 276) и палеомагнитными аномалиями возраст покровов платобазальтов Южной котловины может быть оценен как позднемеловой [40]. Материалов для анализа последующего геологического развития котловины пока еще слишком мало.

### ВПАДИНА БЕЛЛИНСГАУЗЕНА

Впадина Беллинсгаузена — самая южная впадина Тихого океана вытянута в восток-северо-восточном направлении вдоль побережья Антарктиды в границах  $36 - 73^{\circ}$  ю. ш. и  $69 - 178^{\circ}$  з. д. По замкнутым изобатам 4000, 4500 и 5000 м ее размеры составляют  $1300 \times 12\ 000$ ,  $1000 \times 7500$  и  $350 \times 5700$  км. При первом же взгляде на батиметрическую карту этого района океана обращает на себя внимание различие между плавными очертаниями южного борта впадины, обращенного к Антарктиде, и изрезанными контурами северного борта, сочленяющегося со склонами ЮТП и ВТП и разделенного на блоки продолжениями поперечных разломов этих поднятий [34]. Очень пологая равнина южного борта, наклоненная под углом  $5 - 10'$  к осевой части впадины, представляет собой, по-видимому, шлейф осадочных образований материкового склона Антарктиды. Необходимо подчеркнуть и другую не менее ясно выраженную зональность в рельефе дна котловины Беллинсгаузена. Если центральная область котловины с глубиной порядка 4400 м в западной и более 5200 м в восточной ее части — это в целом хорошо выровненная почти горизонтальная поверхность с отдельными пологими холмами и горами, то северо-восточная часть с глубиной 4000—5200 м отличается сложнохолмистым и гористым рельефом,

с перепадами глубин от первых сотен до 500—1000 м. Граница между этими разными типами рельефа на востоке впадины проходит по системе узких желобов и хребтов, вытянутых в северо-западном направлении на продолжении зоны разлома Менарда.

Еще одна область интенсивно расчлененного рельефа выделяется на северном борту западной части впадины, к западу от 130° з. д. Но здесь преобладают невысокие холмы и очень пологие возвышенности с амплитудами поднятий до первых сотен метров, и эта часть впадины отличается от остальной части ее северного борта не столько изрезанностью, сколько однородностью форм поверхности дна, которые далее к северу резко меняют свои очертания и размеры на продолжениях зон разломов ЮТП и ВТП. В ряде случаев с зонами разломов связаны протяженные поднятия или системы поднятий. Наиболее крупные из них отмечены на продолжениях зоны разломов Элтанин и сразу северо-восточнее продолжения зоны разломов Менарда. В обоих случаях центральная часть впадины, ограниченная изобатой 5000 м, сужается до 100—150 км. На продолжении разлома Элтанин, кроме того, выделяются несколько пологих поднятий в осевой части впадины и подводные горы Герлах на ее юго-восточном склоне. Высота гор достигает более 1500 м. Такое же поднятие и резкое сужение центральной части впадины и еще более высокие подводные горы Сан Мартин изучены в пределах северного борта впадины приблизительно посредине между продолжениями разломов Элтанин и Менарда. Две самые высокие вершины этих гор достигают глубины 984 и 1123 м. Кроме того, цепь поднятий северо-восточного простирания изучена в приосевой части впадины в 200—600 км к востоку от гор Сан Мартин. На ближайших к горам Сан-Мартин поднятиях отдельные конусовидные вершины поднимаются до отметок глубины менее 3000—3500 м. С северо-востока котловина обрамляется краевым валом, отделяющим ее от Огнеземельского желоба. Высота вала — первые сотни метров, ширина 150—200 км.

Строение земной коры изучалось в северо-восточной части впадины американской экспедицией «Даунвинд». Здесь отмечена одна из самых малых мощностей коры в Тихом океане, составляющая всего не многим более 4 км [22]. Над поверхностью Мохоровичича прослежен нижний слой коры с  $V=6-7$  км/с мощностью 2 км. Примерно такую же мощность имеет и второй слой с  $V=5$  км/с. Первый слой по данным ГСЗ выделить не удалось. Разрез осадочных отложений изучался бурением в центральной (скв. 323) и восточной (скв. 322) частях впадины Беллинсгаузена. По данным Ч. Холлистера, К. Креддока и др., скв. 323, пробуренная при глубине океана 4993 м над пластовой интрузией базальта мощностью порядка 30 м, прошла более 60 м известковистых бурых аргиллитоподобных глин маастрихт-дата [40]. Выше отмечается перерыв в осадконакоплении, вероятно связанный с отсутствием большей части палеогена [10]. Выше перерыва разрез сложен толщей серых алевитистых аргиллитоподобных глин олигоцен—раннего миоцена мощностью около 140 м. Над ними вы-

деляется толща серых алевритовых и песчанистых глин, диатомовых глин и илов миоцен-плейстоцена общей мощностью около 500 м. По данным сейсмических работ вскрытая скважиной пластовая интрузия расположена вблизи от кровли второго слоя. Скв. 322, пробуренная при глубине океана 5026 м, над базальтами второго слоя, по которым она прошла около 30 м, вскрыла толщу олигоцен-плейстоценовых некарбонатных, диатомовых глин, алевролитов и песчаников мощностью около 515 м.

Верхняя часть разреза земной коры южной части впадины представлена турбидитными и айсберговыми отложениями, образующими аккумулятивный шлейф осадков, спускающихся от подножия материкового склона Антарктиды. К северу от аккумулятивного шлейфа Антарктиды, в пределах абиссальных равнин центральной части впадины М. Юингом, Д. Юингом, Р. Хаутцем и Р. Лейденом, выделяется пояс диатомовых илов, по-видимому, подстилаемых турбидитами. Депрессии северо-восточной части впадины заполнены главным образом бурыми пелагическими глинами, на поднятиях встречаются карбонатные фораминиферовые илы.

По данным магнитостратиграфии [8] возраст 2-го слоя (покровов платобазальтов) впадины Беллинсгаузена можно оценить в пределах от середины позднего мела (для южного борта) до раннего палеоцена (для северного борта). Физические поля впадины изучены крайне слабо.

### ЧИЛИЙСКИЙ СВОД

Сложно построенный Чилийский свод с несколько погруженной центральной частью, расположенный приблизительно между 22,5—48° ю. ш. и 80,5—104,5° з. д., представляет собой пологий и широкий восточный отрог ВТП, отделяющий впадину Беллинсгаузена от Чилийской и Перуанской. С севера, юга и востока свод ограничен изобатой 4000 м. Его граница с ВТП проводится по изобате 3500 м. В этих границах ширина свода меняется с запада на восток от 1450 до 2450 км, а длина достигает 2650 км. Рельеф дна океана изучен в пределах свода недостаточно. В целом дно полого наклонено к востоку, от глубины 3500 м у ВТП до глубины 4000 м, на границе с Чилийской впадиной, и представляет собой холмистую равнину, осложненную в центральной части очень широкой и неглубокой впадиной Роггевен, на севере хребтом Сала-и-Гомес, а на юге Западно-Чилийским хребтом. По результатам 14-го рейса «Дмитрия Менделеева» средний диаметр холмов, как отмечает А. В. Живаго, близок к 0,5 км, углы наклона склонов до 6°. Пространства между холмами заполнены осадками, образующими плоские участки диаметром 3,5—15 км, расположенные в северо-западной части свода, приблизительно на одинаковой глубине, порядка 3770—3800 м. Глубина океана во впадине Роггевен, расположенной между 93 и 100° з. д., достигает 4000 м при преобладающих глубинах 3750 м.

Хребет Сала-и-Гомес вытянут в восток-северо-восточном направлении вблизи от северного края свода. Он отличается очень сложным рельефом. Образующие его подводные горы обычно характеризуются значительной высотой при малой площади оснований, имеют форму неправильных конусов и разбросаны без ясно улавливаемой системы в пределах полосы шириной до 150, а на некоторых участках, даже до 250 км. Вершины многих гор в пределах этого хребта отмечены на глубине первых сотен метров от поверхности океана, а наиболее высокие образуют о. Пасхи и скалы Сала-и-Гомес в западной части хребта. Высшая точка вулканического о. Пасхи — вулкан Теревака, по данным Ф. П. Кренделева, имеет отметку 507,1 м, скалы Сала-и-Гомес поднимаются на 30 м выше уровня океана.

Широкий и пологий Западно-Чилийский хребет вытянут в юго-восточном направлении вдоль южного края свода. Отдельные звенья этого хребта, смещенные вдоль поперечных разломов и отличающиеся относительно несложным строением, по рельефу дна очень сходны с южной частью ВТП, располагающейся к югу от пересечения с хр. Сала-и-Гомес. Наиболее приподнятые подводные горы осевой части хребта, обычно уплощенные и вытянутые вдоль его оси, как правило, поднимаются примерно до отметок 3000 м. Самые высокие горы расположены на относительно коротком, но очень крутом и четко очерченном субширотном хребте Хуан Фернандес, пересекающем восточный край свода. Длина хребта по изобате 3900 м достигает 700 км, ширина порядка 70—75 км. Высота вулканического о. Мас-Афуэра в западной части хребта достигает 1650 м, а более восточного Мас-а-Тьерра 915 м. Кроме того, к западу от меридиана  $90^\circ$  в центральной части свода выделяется невысокий пологий хребет Роггевен, ограничивающий с востока впадину того же названия.

Строение земной коры изучалось в северной части свода при глубинах океана 3360—3880 м [31]. Мощность коры составляет здесь 6,3—6,9 км, толщина осадочного слоя 0,1—0,2 км. Типична для океанов и изученная верхняя часть осадочных образований, сложенная в более глубоководной — восточной части свода бурыми пелагическими глинами с прослоями пеплов, а в западной и центральной частях — карбонатными фораминиферовыми илами. Темпы седиментации определяются здесь как для бурых глин, так и для карбонатных илов в пределах 0,4—0,5 мм в 1000 лет. Такая малая для карбонатных образований скорость осадконакопления, по-видимому, связана здесь с низкой биологической продуктивностью поверхностных вод океана [22].

При типично океаническом строении земной коры особенно необычными представляются кислые и кислые щелочные вулканические породы о. Пасхи, не встречающиеся на других островах Тихого океана. Имеющиеся материалы позволили Ф. П. Кренделеву сделать вывод о том, что магматические породы острова — продукт нескольких этапов вулканизма, каждый из которых начинался излияниями лав основного состава. Вслед за ними образовывались

пемзы и шлаки, затем пирокластические туфы, туффиты, пеплы и, наконец, обсидианы или оливиновые риолиты. По данным М. К. Бэнди, обсидианы о. Пасхи отличаются от всех остальных пород очень высоким содержанием кремнезема, достигающим 68,50—74,24 %, повышенными количествами  $K_2O$  и  $Na_2O$ , но значительно более низкими содержаниями окисей титана, магния, кальция и суммы окислов железа. Интересно, что пересыщены кремнеземом все, даже самые основные породы острова.

Физические поля региона изучены слабо. Если судить по измерениям вдоль профиля, проходящего приблизительно по широте  $28^\circ$ , для Чилийского свода типичны слабые положительные, реже отрицательные аномалии силы тяжести в свободном воздухе в пределах  $\pm 40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> [5]. Западно-Чилийский хребет отличается высокой сейсмичностью. По данным магнитостратиграфии, возраст океанического фундамента свода меняется от олигоценового на востоке до верхнемиоценового на западе и даже до плиоценового в пределах Западно-Чилийского хребта [8].

Ограниченные данные о строении дна океана и материалы магнитометрии свидетельствуют о значительном развитии здесь разрывных дислокаций. Подавляюще преобладают уступы и сбросо-сдвиги восток-северо-восточного простирания. Это прежде всего зоны разломов (с севера на юг): Куирос, ограничивающая Чилийский свод с севера, Пасхи, которой в рельефе соответствуют хр. Сала-и-Гомес с обрамляющими его в восточной части желобами и впадинами, Чили, Челленджер, Вальдивия и Гуафо. Вдоль последних четырех зон разломов, обычно выраженных в рельефе системами желобов, предполагается смещение к юго-западу все более северных частей Западно-Чилийского хребта. Однако данных для такого вывода пока еще недостаточно. Остается неясным и вопрос о том, как происходит сочленение юго-восточной части Западно-Чилийского хребта со смежными структурными элементами Южноамериканского материка.

Отсутствие глубоких скважин не позволяет сделать более или менее обоснованные выводы об истории геологического развития Чилийского свода.

### ЧИЛИЙСКАЯ ВПАДИНА

Чилийская впадина расположена к западу от Южноамериканского материка и Перуанско-Чилийского желоба, между хр. Наска на севере и Западно-Чилийским хребтом на юге, приблизительно в границах  $16,5—40^\circ$  ю. ш. и  $72,5—87,5^\circ$  з. д. По изобате 4000 м впадина вытянута на 2600 км с севера на юг при ширине 550—1100 км. Вдоль восточного края впадины ясно прослеживается система поднятий краевого вала Перуанско-Чилийского желоба. Другая система пологих поднятий северо-восточного простирания, оконтуриваемых изобатой 4000 м и практически параллельных хр. Наска, делит впадину на две части, из которых более глубокая северная часть с преобладающими глубинами 4500—5000 м выде-

ляется под названием котловины Наска. Размеры котловины по замкнутой изобате 4500 м составляют примерно  $350 \times 900$  км. Она имеет четкое северо-восточное простирание. Дно южной части Чилийской котловины, вытянутой в субмеридиональном направлении, наклонено на восток в сторону Перуанско-Чилийского желоба.

Поверхность дна океана в пределах Чилийской впадины отличается значительной расчлененностью и представляет собой высокохолмистую равнину, осложненную желобами, вытянутыми в северо-восточном направлении, и относительно пологими поднятиями и отдельными горами, тяготеющими к западной части впадины и поднятиям краевого вала. Самое крупное поднятие — хр. Наска — отделяет Чилийскую впадину от Перуанской. Хребет простирается в юго-западном направлении от Перуанско-Чилийского желоба до северо-восточного угла Чилийского свода. По изобате 4000 м его примерные размеры  $150 \times 1200$  км. Отдельные вершины в юго-западной половине хребта поднимаются до отметок глубины 320—820 м, в северо-восточной половине до 2400—2800 м. Горы в северо-западной части впадины образуют о-ва Сан-Феликс и Сан-Амбросио, в юго-западной части — это острова восточной половины субширотного хр. Хуан Фернандес (см. выше). Самые высокие горы краевого вала также расположены на одной линии с этим хребтом.

Строение земной коры изучалось в западной части котловины Наска и в восточной части системы пологих поднятий, ограничивающих эту котловину с юго-востока. В западной части котловины земная кора типично океаническая. Толщина первого слоя составляет здесь 0,11 км, общая мощность коры около 6 км [31]. Восточная часть системы пологих поднятий отличается повышенной мощностью земной коры, достигающей 10,3 км. Первый слой имеет мощность 0,26 км.

Строение поверхности дна океана позволяет предполагать в Чилийской впадине преобладающее развитие разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Бурение в Чилийской впадине не проводилось. Поэтому об истории ее развития можно только предполагать. По палеомагнитным данным [8], формирование нижней части земной коры впадины предположительно завершилось в юго-восточной части впадины в среднем эоцене и, постепенно развиваясь в западном направлении, закончилось в юго-западной части впадины в позднем олигоцене.

### ПЕРУАНСКАЯ ВПАДИНА

Перуанская впадина вытянута в широтном направлении к северу и северо-западу от Чилийского свода и хр. Наска, примерно от  $5$  до  $23,5^\circ$  ю. ш. и от  $77$  до  $105^\circ$  з. д. По изобате 4000 м ее приблизительные размеры  $1900 \times 2800$  км. Дно океана в пределах впадины представляет собой сложно расчлененную высокохолмистую равнину, на фоне которой выделяются узкие и глубокие желоба.

Очень широкое трапециевидное Галапагосское поднятие на севере и хр. Мендоза на юге делят дно океана на две неравные части. Большая — восточная часть известна под названием Перуанской котловины, меньшая — включает две котловины: Бауэр на севере и Юпанкуи на юге. Примерные размеры котловин соответственно  $1500 \times 2000$ ,  $750 \times 1050$  и  $600 \times 1100$  км. Котловины Перуанская и Бауэр вытянуты в субмеридиональном направлении, котловина Юпанкуи в широтном. В целом дно океана наклонено в пределах Перуанской впадины на восток-северо-восток от глубины 4000 м у ее западного края на границе с ВТП до глубины 5000 м вдоль борта Перуанско-Чилийского желоба. Перуанская котловина погружена относительно этой моноклинали более чем на 400 м. Абсолютная глубина океана достигает в ее юго-восточной части более 4900 м. Котловина Бауэр погружена в целом на глубину более 300, а в отдельных небольших впадинах — более 400—500 м. Абсолютная глубина превышает в ней 4500 м. В котловине Юпанкуи дно океана также наклонено к восток-северо-востоку. На фоне этой моноклинали выделяются небольшие по площади относительные понижения с глубиной не более 100—150 м, достигающие абсолютных глубин 4150—4350 м. Оконтуриваемое почти полностью изобатой 4000 м Галапагосское поднятие имеет ширину от 1400 км на юге до 550 км на севере и вытянуто на 800 км в меридиональном направлении. Вершины отдельных подводных гор центральной части поднятия образуют пологую дугу, вытянутую к северо-востоку и обращенную выпуклостью на юго-восток. Над ними отмечены глубины менее 3000 м.

Наиболее подробные данные о строении земной коры Перуанской впадины приведены в работах Д. Вулларда и Д. Хассонга 1975—1976 гг. Кора изучалась вдоль линий широтных профилей вблизи  $8-10^\circ$  и  $12^\circ$  ю. ш. На более северном участке к северу от разлома Мендана, между  $81$  и  $103^\circ$  з. д., при глубине океана от 3800 до 4500 м мощность земной коры меняется от 4 до 8,7 км. Над мантией с  $V=8,1-8,5$  км/с почти повсеместно прослежен четвертый слой с  $V=7,0-7,9$  км/с, мощностью 1,5—5,8 км, над ним — третий слой с  $V=6,3-7,1$  км/с, мощностью 0,5—3,6 км. Выше — второй слой, обычно представленный одной или двумя из трех своих частей. Нижний слой — 2С с  $V=6,0-6,2$  км/с, мощностью 1,0—2,3 км, прослеживается лишь в редких случаях при глубине океана 4000—4300 м. Он везде подстилает слои 2А или 2В. Слой 2В с  $V=5,0-5,9$  км/с прослежен на всех профилях. Он имеет мощность 0,2—1,9 км. Слой 2А с  $V=3,1-4,6$  км/с меняется по толщине от 0,2 до 2,7 км. В случае достаточно полного развития, при мощности 1—2,7 км, слой 2А залегает прямо на третьем слое. Толщина первого слоя при  $V=1,7-3,5$  км/с составляет 0,1—0,9 км.

На более южном профиле, отработанном между  $80$  и  $86^\circ$  з. д., при глубине океана 4200—4900 м мощность земной коры меняется от 6,3 (вблизи скв. 321) до 8,3 км и лишь на одном участке, соответствующем краевому валу, достигает 11,2 км. Над мантией

с  $V=7,8-8,5$  км/с повсеместно прослежен четвертый слой с  $V=7,1-7,4$  км/с, мощностью 4,2—8,5 км (в пределах краевого вала), над ним — третий слой с  $V=6,0-6,5$  км/с, мощностью 0,9—1,3 км. Второй слой обычно состоит из двух частей 2А и 2В. Нижний слой 2С прослежен лишь там, где не удалось выделить третий слой. Он имеет  $V=6$  км/с и мощность 1,2 км. Слой 2В имеет  $V=5,2-5,5$  км/с и толщину 0,5—1,3 км. Слой 2А характеризуется  $V=3,1-4,0$  км и мощностью 0,2—0,8 км. Первый слой имеет  $V=1,7$  км/с и толщину 0,1—0,2 км.

Строение земной коры Перуанской впадины изучалось и на юго-восточном борту Перуанской котловины вблизи от центральной части хр. Наска и в пределах краевого вала Перуанско-Чилийского желоба [31]. На северо-западном склоне хр. Наска общая мощность коры типична для океанов и составляет около 5 км [31]. На северо-восточном склоне краевого вала она едва достигает 5,6 км. Осадочные отложения изучались в восточной части Перуанской котловины и в южной части котловины Бауэра. По данным С. Харта, Д. Эйд-Холла и др., разрез осадочных образований впадины, вскрытых скв. 319—321 при глубине океана 4296—4827 м, представлен двумя толщами [40]. Нижняя из них сложена нанопланктонными и нанофораминиферовыми илами, верхняя — радиоляриево-диатомовыми и бурыми цеолитовыми глинами. В скв. 321, пробуренной в центре восточной части Перуанской котловины, выше базальтов вскрыты верхнеэоцен-верхнеолигоценые карбонатные отложения, а над ними глины миоцен-плейстоцена. В скв. 320, пройденной в 400 км северо-западнее, на базальтах лежит уже олигоцен-нижнемиоценовая толща карбонатных образований, а глинистая толща представлена верхнемиоцен-плейстоценовыми отложениями. В скв. 319, пробуренной в южной части котловины Бауэр, нижняя карбонатная толща имеет миоценовый возраст, а глинистая — плиоцен-плейстоценовый. Мощность кайнозойских отложений, вскрытых этими скважинами выше базальтов, меняется от 110 м в скв. 319 до 155 м в скв. 320. Изучение фауны планктонных фораминифер показало, что в скв. 319 разрез нижнего миоцен-плейстоцена практически непрерывен, а в скв. 321 отсутствуют нижний миоцен и нижняя часть среднего миоцена. Интересно отметить высокую металлоносность осадочных отложений во всех трех скважинах, достигающую 15—30 % содержания металлоносных компонентов всего объема отложений. Характерно также, что металлоносность обычно возрастает с приближением к океаническому фундаменту. Верхнюю часть разреза скв. 321 отличают прослои вулканического пепла, встреченные в позднемиоцен-раннеплиоценовых образованиях.

Не совсем обычны базальты, вскрытые в нижней части разреза скв. 319, пробуренной в 1000 км восточнее оси ВТП. Скважина прошла 59 м по чередованию базальтовых потоков и пиллоу-лав [40]. Один из самых мощных потоков толщиной около 15 м представлен крупнозернистым диабазовым базальтом с фенокристами оливина и плагноклаза. Такие базальты нетипичны для срединно-

океанических хребтов. Очень похожи на них и массивные базальты скв. 321. И только в скв. 320 были вскрыты характерные для зон расширения оливиновые толенты. Необычно высокими для самой верхней части покровов платобазальтов оказались плотность базальтов, достигающая 2,95—3,01 г/см<sup>3</sup>, и замеренная на образцах скорость сейсмических волн, составляющая в среднем до 5,9—6 км/с.

Рельеф дна региона позволяет предполагать интенсивное развитие разрывных нарушений. Линейные формы рельефа — узкие, глубокие желоба и часто сопровождающие их подводные хребты образуют системы северо-восточного, запад-северо-западного, север-северо-западного, север-северо-восточного и широтного простираний. Первая группа желобов и хребтов развита в Перуанской котловине. Из них наибольшей протяженностью и четкой выраженностью в рельефе отличаются желоба и хребты зоны разломов Мендана, которая делит приблизительно пополам Перуанскую котловину и несколько менее ясно прослеживается далее на запад вдоль южного края Галапагосского поднятия. Несколько узких хребтов северо-восточного простирания выделено вблизи Перуанско-Чилийского желоба, у северного края Перуанской впадины. Галапагосское поднятие пересекают системы узких желобов и хребтов с типичным для ВТП запад-северо-западным простиранием. Относительно короткие желоба север-северо-западного простирания также развиты в Перуанской котловине, где они, по-видимому, связаны с поперечными разрывными нарушениями. Они типичны для обрамлений хребта Мендоза того же простирания и восточной части котловины Юпанкуи. Желоба и хребты север-северо-восточного простирания, параллельные осевому хребту ВТП, характерны для западного борта впадины Бауэр и северной части Галапагосского поднятия. Субширотные желоба и хребты прослеживаются вдоль южного края котловины Юпанкуи.

Можно утверждать, что ранние этапы развития Перуанской впадины сопровождались миграцией в запад-юго-западном направлении заключительных проявлений вулканизма. По возрасту покрывающих осадочных отложений вулканизм закончился на востоке, вблизи 82° з. д., уже в эоцене, а на западе, около 101,5° з. д., продолжался до раннего миоцена. Однако внешний облик и физические характеристики вскрытых скважинами базальтов показывают, что в ряде случаев это значительно более молодые образования. С востока на запад развивалось погружение впадины в течение большей части истории ее развития. Участок дна на востоке впадины, где ныне расположена скв. 321, опустился ниже уровня карбонатной компенсации уже 20—25 млн. лет назад, западнее, в районе скв. 320—10 млн. лет назад, а на месте расположения самой западной скв. 319 — не раньше 5 млн. лет назад [40]. В то же время наиболее приподнятые участки дна сохраняли в течение длительного времени устойчивую тенденцию к относительному воздыманию. Р. С. Иетс отмечает, что асейсмичные

хребты Наска и Карнеги, по существу ограничивающие с юга и с севера восточную часть впадины, были подняты над окружающими депрессиями по крайней мере с неогена.

### ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Центрально-Американское поднятие расположено к северу от Перуанской впадины. Оно отделяет эту впадину от более северной Гватемальской впадины и выделяемой северо-восточнее — Панамской. Поднятие вытянуто на 1900 км в широтном направлении, между ВТП с запада и Панамской впадиной и желобами Центральной и Южной Америки с востока, приблизительно в границах 4,5° ю. ш.—9,5° с. ш. и 82—99° з. д. Средняя ширина поднятия по изобате 3500 м составляет порядка 1000 км. В рельефе дна океана поднятию соответствует восточный отрог северного звена Восточно-Тихоокеанского хребта (ВТХ), отличающийся очень сложным строением. Наиболее приподнятая часть поднятия, оконтуриваемая изобатой 3000 м, имеет форму, похожую на наконечник стрелы, направленной на запад в сторону ВТХ. Она образована тремя хребтами — Колон, Кокос и Карнеги. Хр. Колон прослежен на протяжении 1150 км в широтном направлении, от осевой части ВТХ до сочленения с хр. Кокос, в 150—200 км севернее Галапагосских островов. Его ширина по изобате 3000 м меняется от 50—100 км на восточном склоне ВТХ до 400 км у стыка с хр. Кокос, между 90 и 91° з. д. Минимальные глубины менее 2000 м отмечены в восточной части хребта. К западу он погружается до глубины более 3000 м вблизи от осевой части ВТХ. Хр. Кокос протягивается в северо-восточном направлении от стыка с хр. Колон до материкового склона Центральной Америки, приблизительно у 83,5° з. д. Его длина порядка 1050 км, ширина по изобате 3000 м меняется от 250—300 км в средней части до 650 км у стыка с хр. Колон. Минимальные глубины в осевой части хребта составляют менее 1000 м. Одна из вершин центральной части хребта поднимается выше уровня океана, образуя о. Кокос. Хр. Карнеги прослеживается на 1100 км в широтном направлении от Галапагосских островов на западе до северной части Перуанско-Чилийского желоба на востоке. Его средняя ширина около 250 км. Наиболее приподнят хребет на западе, где его вершины образуют острова Галапагосского архипелага.

В 200 км севернее оси западной части хр. Карнеги в рельефе дна выделяется субширотная цепь коротких и неглубоких желобов Галапагосского рифта длиной около 500 км [34]. Крайняя восточная часть рифта вблизи 86° з. д. была детально изучена с помощью подводного аппарата «Алвин». Как отмечают Т. Х. ван Эндель и Р. Д. Баллард, глубина океана в рифтовой долине составляет 2500 м. Ширина рифта 3,5 км. Дно рифтовой долины погружено относительно гребней обрамляющих поднятий на 100—250 м. Борта рифтовой долины имеют ступенчатое строение. Рифт асимметричен. Его осевая часть, выделяющаяся по цепи невысо-

ких вулканов (до 100 м), смещена к более высокому северному борту. В 100—120 км западнее рифта в северо-западном направлении протягивается узкий хребет, ряд вершин которого поднимается над поверхностью океана, образуя небольшие острова северной части Галапагосского архипелага. Протяженность этого хребта от стыка с хр. Карнеги порядка 250—300 км, ширина 30—40 км.

Строение верхней части земной коры Центрально-Американского поднятия изучалось с помощью глубоководного океанического бурения в южной и северной частях поднятия. По данным Т. Х. Энделя, Г. Р. Хита и др., скв. 157, пробуренная на южном склоне центральной части хр. Карнеги при глубине океана 1591 м над тонкозернистыми базальтами прошла толщу нанофораминиферового мела с включениями кремней и мелоподобных известняков верхнего миоцена, мощность около 160 м. Над ними — нанофораминиферовые илы плиоцена и плейстоцена с обильными радиоляриями и диатомовыми. Общая мощность верхнемиоцен-плейстоценовых отложений достигает здесь 432 м [40]. Скв. 158, пройденная на северо-западном склоне восточной части хр. Кокос при глубине океана 1953 м, вскрыла разрез, очень сходный с описанным выше. Базальты океанического фундамента сменяются здесь нанофораминиферовым мелом среднего и верхнего миоцена с прослоями кремней, постепенно переходящим вверх по разрезу в нанофораминиферовые илы. Общая мощность среднемиоцен-плейстоценовых карбонатных образований составляет 323 м. Осадконакопление достигало скорости 5 см/1000 лет в среднем миоцене, затем постепенно замедлилось до 2—3 см/1000 лет в середине позднего миоцена, а потом, после перерыва, продолжавшегося 1—1,5 млн. лет, возобновилось в прежнем темпе в восточной части хр. Кокос и ускорилось до 5—6,5 см/1000 лет на южном склоне хр. Карнеги.

Базальты, вскрытые скв. 157 на южном склоне хр. Карнеги, в своей верхней части пузырчатые, с флюидалной структурой, ниже становятся массивными, с лейстами плагиоклаза и авгитов. Скв. 158 в восточной части хр. Кокос вскрыла на забое тонкокристаллические авгитовые базальты с лейстами лабрадора. Отсутствие признаков изменений в покрывающих осадочных отложениях позволяет и те, и другие базальты относить к экструзивным. Базальты, поднятые с вершин отдельных подводных гор северо-западного склона хр. Кокос, относятся к типу щелочных с очень высоким содержанием щелочей и окиси фосфора. Детальное изучение этих гор с использованием подводного аппарата «Тартл» показало, как пишут Д. Форнари, А. Малахов и Б. Хизен, что горы представляют собой типичные океанические горы, когорые росли за счет многократного подводного излияния лав из жерл большого диаметра, соединявшихся между собой и отклонявшихся в стороны.

Слабо возмущенное поле силы тяжести Центрально-Американского поднятия обычно характеризуется аномалиями в свободном воздухе от  $-40$  в южной до  $+40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> в северной части под-

нятия. Лишь к северу от больших островов Галапагосского архипелага выделяется небольшой минимум силы тяжести со значения  $-40-80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, а в восточной части хр. Кокос такой же максимум, достигающий  $+40-80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Отличительная особенность этого поднятия — высокая сейсмичность больших островов Галапагос и района к северо-востоку от них и высокий тепловой поток, достигающий в Галапагосском рифте, вблизи 86° з. д., как отмечают К. Грин, Р. фон Герцен и Д. Уильямс,  $300 \pm \pm 35$  мВт/м<sup>2</sup>.

Основные черты строения рельефа дна океана позволяют предполагать здесь развитие разрывных нарушений широтного, северо-западного и в меньшей степени северо-восточного простираний. Широтные разрывные нарушения надежно протрассированы при детальном изучении Галапагосского рифта. С ними, по-видимому, связаны короткие желоба к северу от рифта (на юго-восточном склоне хр. Кокос) и цепь коротких узких желобов вдоль осевой части хр. Колон. Разрывные нарушения северо-западного простирания прослеживаются по цепям вулканических островов Галапагосского архипелага и подводным Западно-Кокосовым горам. Вероятно, с северо-восточными разрывами связаны подводные горы восточной части хр. Кокос и простирание всего хребта в целом [34].

История развития Центрально-Американского поднятия прослеживается с миоцена, когда 10—15 млн. лет назад в мелководной обстановке произошли излияния базальтов, завершившие формирование 2-го слоя. Однообразие и литологическое сходство разрезов осадочных отложений, вскрытых скважинами на различных участках поднятия, свидетельствуют о спокойном тектоническом режиме в течение большей части позднего кайнозоя. Однако конец миоцена — начало плиоцена отмечены здесь активным развитием Галапагосского рифта. По-видимому, с блоковыми движениями, сопровождавшими это развитие, на смежных участках связаны и перерывы в осадконакоплении, установленные по данным бурения. Развитие Галапагосского рифта продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствуют высокая сейсмичность и чрезвычайно высокий тепловой поток. Но наибольшая интенсивность современных вулканических процессов связана в настоящее время с большими Галапагосскими островами. В противоположность этому высокоподвижному участку, большая часть поднятия, представленная в рельефе хребтами Кокос, Колон и Карнеги, отличается стабильностью и изостатической уравновешенностью.

### ПАНАМСКАЯ ВПАДИНА

Панамская впадина расположена к западу от северной части Южноамериканского континента, между восточными окончаниями хребтов Кокос и Карнеги, т. е. приблизительно в пределах 0—7,5° с. ш. и 78,5—85,5° з. д. С севера впадина ограничена Панамским перешейком Центральной Америки, с востока и северо-восто-

ка — краевым валом Колумбийского желоба. По замкнутой изобате 3000 м ее примерные размеры 650×900 км. Впадина отличается очень сложным рельефом дна океана, характеризующимся линейными зонами желобов и хребтов и крупными поднятиями в ее центральной и северной частях.

В числе наиболее крупных элементов рельефа дна с запада на восток можно выделить Эквадорский рифт, вытянутый на 250 км в меридиональном направлении вдоль западной границы южной части впадины, межрифтовое поднятие шириной порядка 60—70 км, Костариканский рифт, вытянутый на 600 км, примерно вдоль долготы 84°30', поднятие шириной порядка 120—130 км, Панамскую зону разломов, вытянутую на 750 км вблизи меридиана 83° з. д., поднятия Коиба и Мальпело-Якуина шириной 180 и 280 км, расположенные к востоку от этой зоны разломов, хр. Мальпело северо-восточного простирания, ограничивающий поднятие Мальпело-Якуина с северо-запада и, наконец, желоб Якуина, вытянутый в север-северо-восточном направлении вдоль восточного края этого поднятия и отделяющий его от поднятий краевого вала Колумбийского желоба. Кроме того, ряд желобов и небольших хребтов субмеридионального и северо-восточного простираний расположен в южной части субширотного и северо-восточного простирания в северной половине и северо-западного простирания — в северо-восточной части впадины. Наибольшую для желобов протяженность — до 300 км и глубину более 4000 м имеет желоб Якуина. Самое крупное поднятие — Мальпело-Якуина, расположенное на востоке центральной части впадины, воздымается отдельными своими вершинами до отметок глубины в первые сотни метров, а одна из его вершин образует о. Мальпело. По замкнутой изобате 3000 м поднятие вытянуто на 400 км в север-северо-восточном направлении. С юга в поднятие вдается залив того же простирания размерами 60—80×160 км. Второе по величине поднятие Коиба расположено всего в 100 км севернее. Оно вытянуто по изобате 3000 м на 220 км в меридиональном направлении от бровки шельфа к югу от о. Коиба и также достигает своими вершинами отметок глубины меньше 1000 м. Поднятия, расположенные между рифтами и Панамской зоной разломов, по изобате 3000 м не превышают в длину 100—130 км. Они отличаются в целом пологой, выровненной поверхностью, осложняемой лишь отдельными горами, высота которых редко достигает более 1000 м.

Разрез осадочных отложений изучался в северной части впадины, к западу от Панамской зоны разломов (скв. 84) и на восточном склоне поднятия Коиба (скв. 155). По данным Д. Д. Хейса, Г. Е. Кука и др., скв. 84, пробуренная при глубине океана 3096 м, выше базальтов второго слоя прошла 250 м верхнемиоцен-плейстоценовых радиоляриево-нанофораминиферовых илов. В плейстоцене — многочисленные прослойки вулканического пепла и терригенных отложений. Скв. 155, пробуренная при глубине океана 2752 м, по данным Т. Х. Энделя, Г. Р. Хита и др., над базальтами второго слоя прошла 520 м среднемиоцен-плиоценовых нанопланктонного

мела и плотных глин. В среднем миоцене — многочисленные прослой вулканогенных обломочных пород. Скорость осадконакопления в районе скв. 155 менялась от 4,4 см/1000 лет в начале среднего миоцена до 1,2/1000 лет в конце среднего и позднем миоцене, а затем снова возросла до 7,2 см/1000 лет в плиоцене. Плейстоценовая часть разреза осталась в этой скважине неопробованной. По данным бурения скв. 84, скорость осадконакопления менялась от 3,9 см/1000 лет в позднем миоцене и раннем плиоцене до 4,5 см/1000 лет в плейстоцене.

Базальты асейсмичных хребтов Панамской впадины, по данным Д. Форнари, относятся к числу обогащенных титаном толеитов. Возраст базальтов, вскрытых на забое скв. 84, 11 млн. лет.

Большая северная часть впадины, включая поднятие Мальпело-Якуина, характеризуется слабо напряженным полем силы тяжести с аномалиями в свободном воздухе от 0 до  $+40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, для южной части впадины характерно аномальное поле от 0 до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Панамскую впадину, как пишут У. Ли и С. Уеда, отличает высокая сейсмичность и интенсивный тепловой поток, сопоставимый с тепловым потоком рифтовых зон. Эпицентры мелкофокусных землетрясений образуют полосовидные зоны меридионального простирания, протягивающиеся с севера на юг западнее северной части Панамской зоны разломов и вдоль Эквадорского рифта [37]. Среди широко развитых разрывных нарушений Панамской котловины, по-видимому, следует выделить меридиональные, с которыми связаны Эквадорский и Костариканский рифты, Панамская зона разломов и, вероятно, уступ дна, ограничивающий с запада наиболее приподнятую часть поднятия Коиба. Относительно короткие хребты и желоба западной части впадины, поперечные по отношению к этим структурным зонам, позволяют предполагать здесь существование субширотных разрывов. Для восточной части впадины более характерны хребты и желоба север-северо-восточного, северо-восточного и северо-западного простираний.

Соотношение основных элементов рельефа дна Панамской котловины позволяет предполагать, что самыми древними из перечисленных разрывных нарушений, по-видимому среднемиоценовыми или даже раннемиоценовыми, были субширотные разрывные нарушения. Это были скорее всего раздвиги и сбросо-раздвиги, послужившие основными путями для движения магматических расплавов, образовавших покровы платобазальтов. Вероятно, позднее заложилась Эквадорская и Костариканская рифтовые зоны и Панамская зона разломов, разделяющие на части прежде единое (?) субширотное поднятие. По-видимому, еще более молодыми нужно считать разрывные нарушения, с которыми связаны желоба и хребты север-северо-восточного, северо-восточного и северо-западного простираний, значительная часть которых параллельна Колумбийскому желобу и, вероятно, близка к нему по времени заложения. Простирание полосовидных зон эпицентров зем-

летрясений свидетельствует о современной активизации некоторых меридиональных структурных элементов впадины.

### ГВАТЕМАЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Гватемальская впадина расположена к северу от Центрально-Американского поднятия, между северным окончанием ВТП на западе и северо-западе и Центрально-Американским желобом — на северо-востоке, т. е. примерно между  $2^{\circ}45'$ — $12^{\circ}45'$  с. ш. и  $86$ — $105^{\circ}$  з. д. Ее форма в плане очень похожа на трапецию. Средние размеры впадины, ограниченной изобатой 3500 м и Центрально-Американским желобом,  $950 \times 1100$  км. Более глубокая часть впадины, вытянутая в юго-западном направлении от залива Теуантепек, имеет по изобате 4000 м размеры  $350 \times 600$  км.

Максимальные глубины здесь достигают более 5300 м.

Рельеф дна океана в пределах впадины относительно несложен и характеризуется чередованием высокохолмистой поверхности и волнистых равнин. Над холмистым дном возвышаются довольно равномерно расположенные одиночные подводные горы и короткие горные хребты с глубиной океана над их вершинами менее 2400—2600 м. Наиболее протяженный подводный хр. Теуантепек описан в 1958 г. Г. Менардом и Р. Фишером. Он протягивается на 550—600 км вдоль северо-западного края впадины. Ширина хребта всего 9—13 км. Высота гребня хребта над прилегающей с северо-запада частью ВТП около 1100 м, а над сопряженным с ним желобом около 1600 м. Другой четко ориентированный положительный элемент рельефа дна — поднятие Берланга — прослежен в центре впадины. По изобате 3600 м поднятие вытянуто на 350 км в северо-западном направлении при средней ширине порядка 30 км. Минимальные отметки глубин на отдельных вершинах поднятия меньше 3400—3500 м.

Строение земной коры Гватемальской впадины изучалось Р. Фишером вдоль профиля, протягивающегося более чем на 500 км в юг-юго-западном направлении от побережья Гватемалы [30]. Общая мощность коры здесь типична для океанов и составляет 5,5—6,5 км. По данным о распространении поверхностных сейсмических волн можно предполагать, что среди океанической коры впадины встречаются участки с континентальной корой [22]. Как отмечают Д. Д. Хейс, Г. Е. Кук и др., скв. 83, пробуренная на южном борту впадины при глубине океана 3646 м над базальтами второго слоя, прошла толщу среднемиоцен-плейстоценового радиоляриево-нанофораминиферового ила и мела мощностью 230 м.

Физические поля впадины изучены недостаточно. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе, по имеющимся материалам, изменяются здесь от  $+40$  до  $-40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Аномалии Буге достигают  $+200 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>. Тепловой поток через земную кору впадины, по данным Р. фон Герцена и С. Уеды, отличается очень слабой

интенсивностью, значительно более низкой, чем средний тепловой поток для акватории Тихого океана, и измеряется в среднем 25—30 мВт/м<sup>2</sup>. При полной асейсмичности основной части впадины, эпицентры землетрясений были зарегистрированы вдоль зоны разломов Теуантепек [37].

Разрывные нарушения, по-видимому, находят свое отражение в описанных выше основных линейных формах рельефа дна. Очевидно преобладание разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Северо-западные разломы, вероятно более древние, в значительной степени замаскированы более поздними и современными движениями вдоль зон разломов северо-восточного простирания. Самая протяженная и ясно выраженная из этих зон — зона разломов Теуантепек. К югу от нее, в западной части впадины, прослеживается восточное окончание зоны разломов Сикейрос, пересекающей ВТП.

### ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ И ЮЖНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЯ

Эти обширные подводные поднятия, представляющие собой, по мнению многих исследователей [14], звенья единой цепи срединно-океанических хребтов, расположены в юго-восточной части Тихого океана от тропика Рака в устье Калифорнийского залива на севере до меридиана 180° в приантарктической части океана — на юге.

Северное звено этой цепи в Тихом океане — Восточно-Тихоокеанское поднятие — принято ограничивать с юга зоной разломов Элтанин. Оно вытянуто в субмеридиональном направлении, приблизительно между 23°20' с. ш.—56° ю. ш. и 100—128° з. д. На всем своем протяжении кроме северной части, расположенной между устьем Калифорнийского залива и разломом Сикейрос и небольшого участка в зоне сочленения с Центрально-Американским поднятием, ВТП ограничено с флангов изобатой 3500 м. Если включить в его состав и склоны смежных впадин до изобаты 4000 м, то придется считать частями ВТП и весь Чилийский свод, вплоть до побережья Южной Америки, и наиболее приподнятую часть Полинезийского свода с архипелагом Туамоту. В принятых нами границах длина ВТП около 9000 км, ширина 500—1100 км, средняя высота 1000 м. Некоторые отклонения от этих размеров имеют место на участке сочленения поднятия с Полинезийским и Чилийским сводами, где его ширина достигает 1500 км. Отдельные горы в сводовой части и на флангах поднятия достигают высоты 1500—1700 м. В поперечном сечении поднятия его сводовая часть четко выделяется по изобате 3000 м. В продольном сечении поднятие, по особенностям рельефа дна океана и строения земной коры, может быть разделено на три части: северную — от тропика Рака до зоны разломов Сикейрос, среднюю — от 8°20' с. ш. до 23° ю. ш. и южную — от 23 до 56° ю. ш. Для всех частей ВТП, по-видимому, характерны поперечные зоны разломов предположи-

тельно сбросо-сдвигового типа, разделяющие их на ряд блоков [34].

Самая короткая — северная часть ВТП общей длиной более 1600 км несколько поднята относительно центральной. Наиболее поднят самый северный блок длиной около 400 км, простирающийся в северо-восточном направлении между зоной разломов Ривера, пересекающей ВТП вблизи от  $19^{\circ}30'$  с. ш., и материковым склоном восточного берега Калифорнийского залива у  $23^{\circ}20'$  с. ш. Ширина его сводовой части, ограниченной изобатой 3000 м, достигает 150 км, минимальные отметки глубин обычно лишь немногим меньше 2600 м. В рельефе дна здесь четко выделяются короткие продольные желоба с глубиной океана более 3000 м и сопряженные с ними хребты. Как отмечают Д. Мак Клейн и Б. Люис, детальными работами вблизи широты  $22^{\circ}30'$  в осевой части блока была прослежена рифтовая долина шириной до 20 км с максимальной глубиной относительно обрамляющих гребней до 0,7 км. Однако по данным Т. Джуто и др., уже на  $21^{\circ}$  с. ш. осевая часть этого же блока представляет собой горст шириной порядка 5 км, поднятый на 80 м относительно смежных фланговых частей. Поверхность центральной части горста сложена изолированными холмами и хребтами высотой 20—90 м. Эта осевая зона экстрезивных холмов и хребтов шириной 0,6—1,2 км обрамляется с обеих сторон полосами сбросов и трещин.

Рельеф дна океана самой северной зоны разломов Тэмайо изучен слабо. Зона разломов Ривера представлена в рельефе дна чередованием желобов и хребтов северо-западного простираения общей длиной около 400 и шириной около 50 км. Интенсивно расчлененный рельефом отличается более южный блок поднятия, расположенный примерно в 450 км к юго-востоку. С юга этот блок ограничен зоной разломов Орозко, пересекающей ВТП у  $15^{\circ}30'$  с. ш. Длина блока 390 км, ширина сводовой части от 50 км на юге до 150 км на севере. Минимальные отметки средних глубин меньше 2800 м. Общее простираение блока север-северо-западное. Поднятие дна океана, соответствующее сводовой части блока, не образует единый элемент рельефа, а состоит из нескольких частей, смещенных одна относительно другой и разделенных депрессиями. Еще более сложно построены фланговые части блока, представляющие собой чередование хребтов и желобов главным образом север-северо-восточного, северо-северо-западного и северо-западного простираений. Зона поперечных разломов Орозко выражена в рельефе дна расчленением сводовой части и развитием коротких желобов и хребтов на флангах. Ее длина достигает 500 км, ширина до 50 км.

Блок к югу от зоны разломов Орозко имеет то же север-северо-западное простираение и расположен примерно на 100 км восточнее. С юга он ограничен зоной разломов Теуантепек, пересекающей ВТП вблизи  $10^{\circ}20'$  с. ш. Его длина более 500 км, ширина сводовой части 30—80 км. Вдоль оси блока почти непрерывно прослеживается узкий гребень с минимальными отметками глубин

меньше 2600 м. Ширина гребня у основания примерно 3—5 км. Рельеф дна фланговых частей блока различен. С востока главная особенность рельефа — линейные элементы северо-западного и северо-восточного простирания. Поверхность дна интенсивно расчленена. Западный фланг блока — холмистая моноклинал. Приблизительно посередине блок пересекает зона разломов О'Торман, представляющая собой дугу окружности с радиусом примерно 920 км, центр которой расположен на территории Мексики, в 130 км к западу от г. Гвадалахара. Эта зона разломов прослеживается в виде системы хребтов и желобов от Центрально-Американского желоба до  $110^\circ$  з. д., но никак не отражается на строении сводовой части блока. Наиболее глубокий и протяженный желоб изучен на западном фланге в 260—540 км западнее осевого гребня. Его максимальная глубина на этом участке достигает более 4500 м.

Самый южный блок северной части ВТП, имеющий то же север-северо-западное простирание, расположен на 80—100 км западнее. С юга он ограничен зоной разломов Сикейрос, пересекающей ВТП вблизи  $8^\circ 20'$  с. ш. Длина блока более 220 км, ширина сводовой части 40—50 км, минимальные отметки глубины гребня меньше 2500 м. Рельеф дна в пределах этого блока довольно сложен. На западном фланге выделяются отдельные горы и короткие поперечные хребты. Сводовая часть и западный фланг этого блока были избраны в качестве полигона для изучения срединно-океанических хребтов «с высокой скоростью расширения». Здесь были проведены детальные батиметрические, геологические и геофизические исследования, пробурены глубокие скважины. Вдоль оси поднятия прослежен осевой хребет шириной 12—15 км и высотой около 300 м, имеющий в поперечном сечении форму от трапеции до треугольника. При трапециевидном сечении вершина хребта представляет собой лавовое плато. Склоны хребта имеют угол наклона порядка  $2^\circ$ . Плато разделено на две части асимметрично расположенной осевой рифтовой зоной шириной 1—2 км с вершинными грабенами и уступами, сложенными подушечными лавами и осевыми пиками, которые, по-видимому, связаны с внедрениями даек и трещинными извержениями. Вдоль границ плато выделяются небольшие конусообразные постройки вторичных вулканических центров и сбросовые уступы (рис. 13, 14).

Осевой хребет обрамляется с востока и с запада полосами абиссальных холмов, изученными на расстоянии от 12 до 25—30 км от оси поднятия. Далее к флангам поднятия встречаются отдельные горы, высота которых значительно превышает высоту осевого хребта. Высота абиссальных холмов, как отмечают П. Лонсдейл и Ф. Спасс, обычно не превышает 150—300 м. Почти все холмы, кроме мелких вулканических бугров высотой 20—50 м, связаны со сбросами. Горы поднимаются на высоту до 1,4 км над дном и в присводовой части блока достигают отметок глубин немногим более 1600 м. Две из таких наиболее высоких гор, расположенные на равном расстоянии порядка 35 км от оси поднятия,

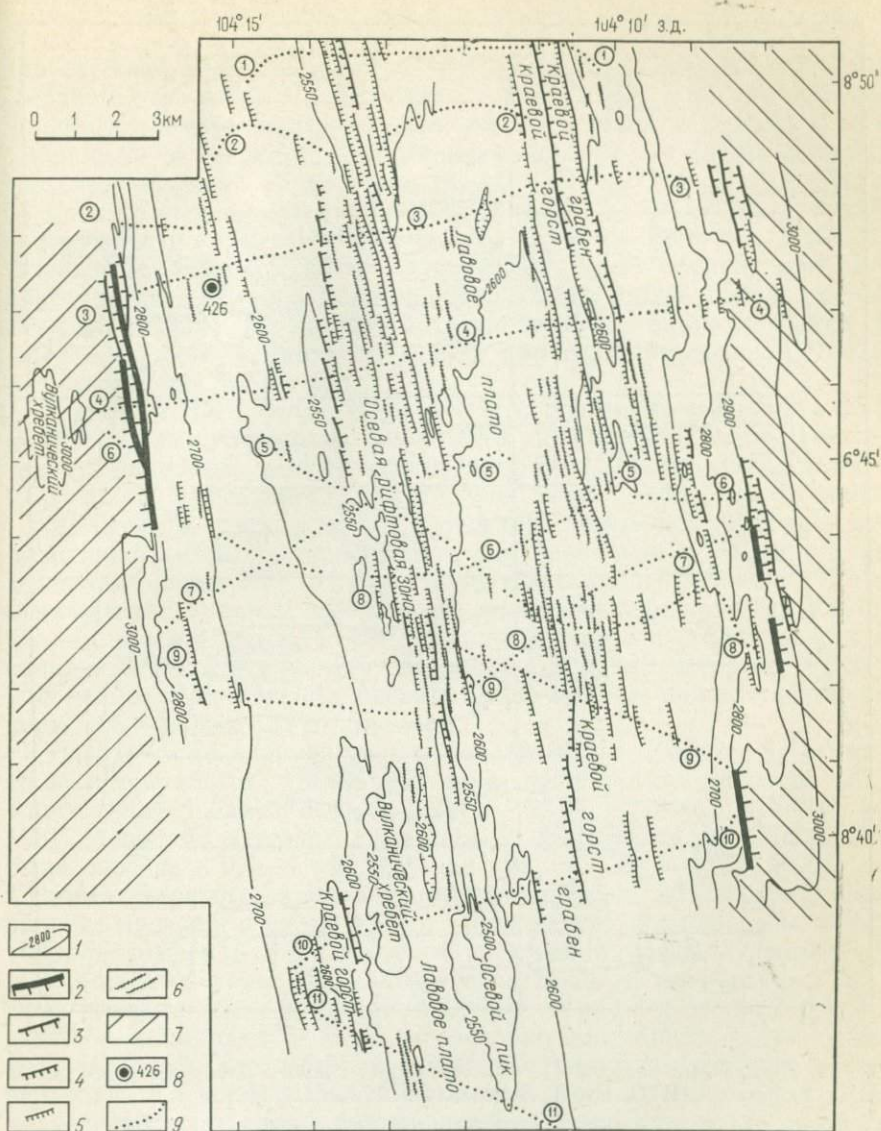


Рис. 13. Структурная схема свода южного блока северного звена ВТП. По П. Лонсдейлу и Ф. Спису [40].

1 — изобаты, м; 2—5 — сбросовые уступы, высота, м; 2 — более 100; 3 — 50—100, 4 — 25—50, 5 — менее 25; 6 — трещины без вертикального смещения и лавовые гребни; 7 — фланги ВТП; 8 — глубокие скважины; 9 — линии разрезов

оказались типичными подводными вулканами, похожими по форме на усеченные конусы, с сохранившимися, хотя и в значительной мере разрушенными, кальдерами и кратерами. Ширина кальдер до 2 км, углы наклона склонов вулканов 20—30°.

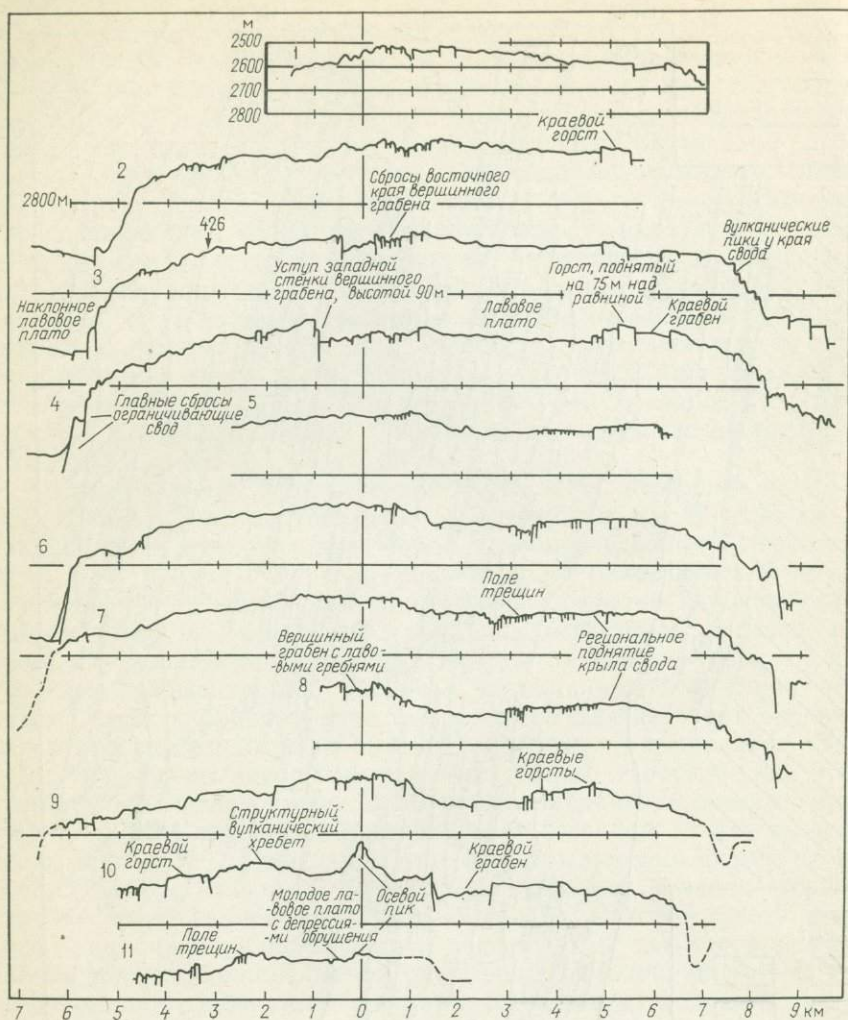


Рис. 14. Поперечные разрезы (1—11) через свод южного блока северного звена ВТП. По П. Лонсдейлу и Ф. Списсу [40]

Зона разломов Сикейрос вытянута на 700 км в восток-северо-восточном направлении. Ее максимальная ширина 50—60 км. В рельефе дна она представлена чередованием хребтов и желобов с перепадами глубин 500—1000 м.

Строение земной коры северной части ВТП изучалось в сводовой части поднятия вблизи устья Калифорнийского залива, на своде и западном крыле поднятия между зонами разломов О'Горман и Теуантепек, и на профиле, пересекающем ВТП вблизи  $9^{\circ}15'$  с. ш. В сводовой части самого северного блока поднятия на широте  $23^{\circ}$

при глубине океана порядка 2700 м общая мощность земной коры составляет 5,5 км [19]. Детальными работами с донными сейсмоприемниками под рифтовой долиной этой части северного блока была прослежена зона пониженных скоростей в третьем слое коры шириной около 10 км, которая, как отмечают Д. Мак Клейн и Б. Люис, связана с магматической камерой. Установлено увеличение мощности коры от осевой части к флангам поднятия. Приблизительно в 1400 км к юг-юго-востоку на своде поднятия при глубине океана 2940 м общая мощность коры также очень невелика — 5,1 км [32]. На западном крыле этого же блока поднятия в 120 км к западу от осевого гребня при глубине океана 3140 м мощность коры 5,3 км (рис. 15).

Самый южный блок северной части поднятия, расположенный между зонами разломов Теуантепек и Сикейрос, был пересечен субширотным сейсмическим профилем МОВ—ОГТ вблизи 9°15' с. ш. В результате проведения этих работ, по данным П. Л. Стоффы и др., удалось проследить почти без перерывов отражающие волны от поверхности Мохоровичича с западного на восточный фланг ВТП. Под восточным крылом и гребнем ВТП эта отражающая граница прослежена на времени около 6 с. На западном крыле время ее регистрации несколько увеличивается к западу. В 150 км к западу от гребня ВТП, на широтах 9°02'—9°05' с. ш., при глубине океана 3290—3410 м мощность земной коры 5,05—5,31 км [31].

В 1974 г. на экспедиционных судах «Кана Кеоки» и «Томас Вашингтон» были отработаны два продольных профиля ГСЗ вдоль южного блока северной части ВТП длиной 130—140 км [29]. Мощность верхнего слоя коры с предполагаемой  $V=4$  км/с была оценена в 0,3—1 км, а общая мощность коры до 8,5—12 км. Система встречных и нагоняющих годографов, принятая при обработке профиля с судна «Томас Вашингтон», казалось бы не оставляла сомнений в надежности построений. Но полученная общая мощность коры оказалась несопоставимой ни с какими другими данными. Для приведения мощности коры к средней для региона, т. е. порядка 5—6 км, исследователи избрали такую физическую модель, при которой суммарная мощность третьего и четвертого слоев коры с  $V=6,8$ —7 км/с и расположенного под ними низкоскоростного слоя с предполагаемой  $V=5$  км/с остается почти постоянной и равной 3—4 км. В этой модели нижний низкоскоростной слой при максимальной мощности третьего и четвертого слоев полностью выклинивается.

По данным Д. Р. Керрея, Д. Г. Мура и др., скв. 474, пробуренная в 55 км к юго-востоку от восточного мыса Калифорнийского полуострова при глубине океана 3023 м над потоками и силами базальтов, прошла около 540 м по раннеплиоцен-плейстоценовым глинистым турбидитам и диатомитовым глинам. На западном фланге блока Теуантепек-Сикейрос при глубине океана 3160—3426 м были пробурены скважины 419—423, 428 и 429. По данным Б. Р. Розендаля, Р. Х. Хекинье и др., эти скважины про-

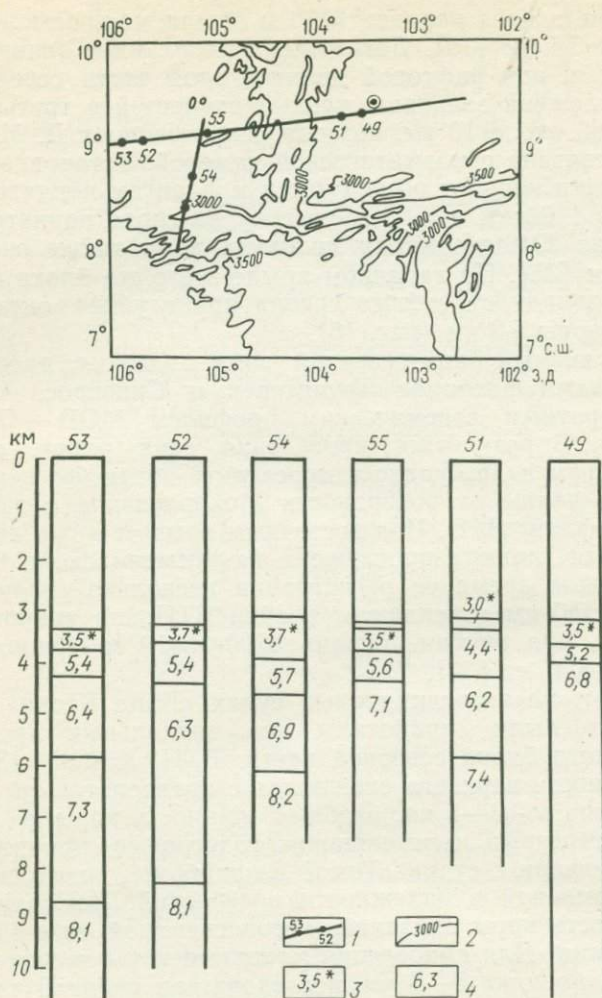


Рис. 15. Разрезы земной коры южного блока северного звена ВТП. По У. Людвигу и Ф. Рабиновичу [40].

1 — линии сейсмических профилей и номера скважин; 2 — изобаты, м; 3 — скорости продольных волн по данным метода отраженных волн (МОВ); 4 — скорости продольных волн по данным глубинных сейсмических зондирований

шли над базальтами толщ главным образом плейстоценовых на-  
нофораминиферовых и нанопланктонных илов мощностью от  
11,5 м в скв. 423 (глубина океана 3160 м) до 118,5 м в скв. 420  
(глубина океана около 3400 м). На забое одной из самых за-  
падных скв. 420, расположенной в 205 км к западу от гребня ВТП,  
были вскрыты плиоценовые отложения. В пределах осевого хреб-  
та осадочные образования практически отсутствуют, в зоне абис-  
сальных холмов тонкий, неравномерный покров осадочных отло-  
жений едва достигает 8 м.

Большая часть магматических пород, вскрытых скважинами, может быть отнесена к типу кварц-нормативных толеитовых ферробазальтов. Такие породы были пройдены на забоях скв. 420, 421 и 423 и драгированы в сводовой части ВТП, вблизи места заложения скв. 426. На подводных горах за пределами присводовой части ВТП, например в скв. 428, пробуренной в 130 км западнее гребня, были вскрыты оливин-плагноклазовые толеитовые базальты.

Изучение базальтов, поднятых в этом регионе с вершин подводных гор присводовой части ВТП с помощью драгирований и использования подводных аппаратов, показало, как отмечают Т. Джуто и др., что они представлены, как правило, очень однородными низкощелочными толеитами.

Поле силы тяжести изучалось лишь к северу от  $15^{\circ}$  с. ш. Гравитационные аномалии в свободном воздухе здесь очень невелики и обычно меняются в пределах  $\pm 40 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> с явным преобладанием отрицательных [5]. При пересечении ВТП по  $21^{\circ}$  с. ш. подводной лодкой «Кияна» в зоне горстов и грабенов, обрамляющей полосу осевых вулканических построек, были обнаружены небольшие холмы высотой до 10 м, сложенные массивными сульфидами. В центральных частях некоторых из холмов, по данным Р. Хекинье и др., активно действовали жерла, извергающие твердые частицы и флюиды с температурой  $375 \pm 25^{\circ}\text{C}$ . Северная часть ВТП отличается высокой сейсмичностью. Наибольшее число обычно мелкофокусных землетрясений приурочено к зоне разломов Ривера. Сгущение эпицентров отмечается также в зонах разломов Орозко, Теуантепек и Сикейрос [37].

Средняя часть ВТП вытянута почти на 3500 км в юго-юго-западном направлении, от зоны разломов Сикейрос на севере до уступов, гряд и желобов на западном продолжении зоны разломов Куирос на юге, т. е. между  $8^{\circ}20'$  с. ш. и  $23^{\circ}$  ю. ш. Ширина поднятия по изобате 3500 м меняется здесь от 500—600 км в пределах северных блоков до 750—850 км в южном блоке, к югу от зоны разломов Гаррет. Ширина сводовой части поднятия, ограниченной изобатой 3000 м, как правило не превышает единиц — первых десятков километров и увеличивается до 80—90 км лишь на отдельных коротких участках в южных блоках. К этим участкам обычно приурочены и минимальные глубины океана над гребнем поднятия и присводовыми горами, составляющие менее 1600—2000 м. Все зоны разломов, разделяющие среднюю часть ВТП на отдельные блоки, имеют запад-северо-западное простирание. Они представлены сочетаниями узких субпараллельных хребтов и хребтов, имеют в целом очень небольшую ширину, редко превышающую 10—20 км, и обычно заканчиваются на флангах ВТП, иногда доходя до изобаты 4000 м смежных впадин [34].

Северный блок средней части ВТП, вытянутый почти на 1350 км между зонами разломов Сикейрос и Куэрбада ( $8^{\circ}20'$  с. ш. и  $3^{\circ}45'$  ю. ш.), образует очень пологую дугу субмеридионального простирания, обращенную выпуклостью на восток. Ширина ВТП

в этом блоке по изобате 3500 м около 500—600 км; ширина сводовой части по изобате 3000 м обычно не превышает 5—10 км; она увеличивается до 40 км лишь в северной части блока. Малая ширина сводовой части позволяет предполагать, что этот блок — один из самых опущенных в пределах ВТП. Минимальные отметки глубин океана — меньше 2000 м — отмечены в северной части блока. Холмистое дно океана довольно сложно расчленено в северной присводовой части. Оно интенсивно расчленено и на восточном фланге, на участке стыка ВТП с Центрально-Американским поднятием, пересекающим сводовую часть ВТП под прямым углом. Интересно, что широкое пологое поднятие, расположенное на продолжении оси Центрально-Американского, прослеживается в рельефе дна океана и к западу от ВТП, на протяжении по крайней мере 2000 км. На фоне холмистого рельефа дна западного фланга блока, приблизительно у 5°40' с. ш. выделяется горная цепь запад-северо-западного простирания длиной около 250 км, состоящая из небольших одиночных или двойных гор. Ширина этой горной цепи более 20 км. Высота самых больших гор, расположенных на крайнем западе горной цепи, примерно в 250 км от оси ВТП, достигает 1000—1500 м.

Более южный блок, расположенный между сбросами Куэрбада и Гофар, по рельефу дна океана скорее похож на единую широкую зону разломов. Его протяженность вдоль оси поднятия всего 140 км. Характерно субширотное и северо-восточное простирание основных элементов рельефа.

Следующий к югу блок Гофар-Уилкис, ограниченный 4°30' и 9° ю. ш., расположен на 350—400 км западнее. Его протяженность более 500 км. Ширина по изобате 3500 м около 550 км. Ширина сводовой части по изобате 3000 м меняется от 10 км на юге до 35—40 км на севере. Примерно в 230 км к юг-юго-западу от зоны разломов Гофар выделяется еще одна безымянная зона разломов, представленная чередованием коротких желобов и хребтов продольного север-северо-восточного простирания. Ее ширина на флангах поднятия достигает 30—80 км. По этой зоне разломов южная часть блока предположительно сдвинута на 50 км к западу. Рельеф дна океана в пределах этого блока был изучен детальными работами. По данным Д. К. Рие, сводовый блок поднятия шириной 10—20 км имеет высоту 200—400 м. Он обрамляется полосами асимметричных холмов, крутые склоны которых обычно обращены в сторону осевой части поднятия. Ширина холмов 3—5 км, высота 100—150 м. Иногда они образуют гряды шириной до 20—30 км и высотой до 150—200 м. Широко распространены и очень небольшие холмы шириной около 0,5 км с такой же асимметрией склонов. По мнению Д. К. Рие, эти особенности рельефа объяснены своим происхождением вулканизму в пределах сводовых блоков и сбросовой деятельности на флангах. Отмечено наиболее распространенное падение плоскостей сбросов в сторону оси поднятия.

Более южный блок Уилкис-Гаррет, расположенный между 9° и 13°20' ю. ш., расположен на 250—270 км западнее. При длине

около 500 км его ширина по изобате 3500 м достигает 600—700 км, увеличиваясь с севера на юг. Ширина свода, ограниченно-го изобатой 3000 м, меняется от 20 км на юге до 90 км на коротком отрезке северного конца блока. Рельеф дна океана здесь несколько более изрезан, чем в блоке Гофар-Уилкис. Кроме невысоких гор выделяются короткие желоба и хребты согласного север-северо-восточного простирания. Минимальные отметки глубин, меньше 2000 м, отмечены в средней части блока [34].

Самый южный блок центральной части ВТП, выделяющийся между зоной разломов Гаррет ( $13^{\circ}20'$  ю. ш.) и системой поперечных линейных дислокаций к западу от зоны разломов Куирос ( $23^{\circ}$  ю. ш.), также расположен на 140 км западнее более северного блока. Его протяженность около 1100 км, ширина по изобате 3500 м до 750—900 км. Ширина свода по изобате 3000 м от 5—10 км на юге до 30 км на севере и 90 км на коротком участке в средней части блока. Минимальные отметки глубин, менее 1900 м, отмечены в северной части блока. Западный фланг поднятия в этом блоке в 1,5—2 раза шире и положе восточного. В 180, 600 и 890 км к югу от северного конца блока, приблизительно вблизи  $14^{\circ}45'$ ,  $18^{\circ}25'$  и  $20^{\circ}45'$  ю. ш., его пересекают узкие поперечные элементы рельефа дна. По первой и последней системам поперечных дислокаций сводовые части блока предположительно смещены на 10 и 30 км к западу. Система узких поперечных желобов в 890 км от разлома Гаррет хорошо прослеживается и на флангах. Не вполне достаточная изученность дна океана на флангах ВТП в этом блоке позволяет говорить, вероятно, об умеренно сложном рельефе с большим распространением холмов, неглубоких коротких желобов и впадин и непротяженных пологих валов, наиболее широко развитых на западном фланге поднятия.

Строение земной коры изучалось в присводовых частях двух южных блоков центральной части ВТП и на фланге одного из этих блоков [31]. В западной присводовой зоне северной части блока Уилкис-Гаррет при глубине океана 2730 м мощность первого слоя составляет 0,37 км. Общая мощность коры 5,1 км. На восточном фланге южной части блока Уилкис-Гаррет при глубине океана 3460 м первый слой имеет мощность 0,32 км. Общая мощность коры 5,5 км. Юго-западнее, в северной части присводовой зоны самого южного блока, при глубине океана 2920—3160 м мощность первого слоя меняется в пределах от 0,14 до 0,35 км. Общая мощность коры 3,7—5,5 км. Обращают на себя внимание большие колебания мощности нижней части земной коры, отражающие неоднородность ее строения даже в узкой присводовой зоне ВТП. На востоке присводовой зоны южного блока у  $20^{\circ}$  ю. ш. при глубине океана 3040 м первый слой имеет мощность 0,54 км. Общая мощность коры 5,4 км.

На западном фланге северного окончания центральной части ВТП к югу от зоны разломов Сикейрос, или даже в южной части этой зоны разломов, была пробурена скв. 427. По данным Б. Р. Розендаля, Р. Х. Хекинье и др., эта скважина, пройденная

при глубине океана 3850 м, вскрыла выше океанического фундамента толщу плейстоценовых фораминиферо-нанопланктонных илов мощностью 146 м. Магматические породы забоя скважины — толеитовые ферробазальты.

Физические поля средней части ВТП изучены слабо. Ко всем основным зонам разломов и поперечным дислокациям южной части южного блока приурочены сгущения эпицентров мелкофокусных землетрясений [37].

Южная часть ВТП вытянута почти на 3700 км в юг-юго-западном направлении от западного продолжения зоны разломов Куирос на севере до зоны разломов Элтанин на юге. Ширина поднятия по изобате 3500 м составляет здесь 750—1150 км, увеличиваясь до 1500 км лишь на стыке с Полинезийским и Чилийским сводами. Ширина сводовой части поднятия, ограниченной изобатой 3000 м, меняется от 150 до 450 км. Основной фон глубин в своде южной части ВТП 2400—2500 м, но некоторые вершины к северу от сороковой параллели поднимаются до отметок глубины около 2000 м, а к югу от нее даже до 750—1500 м. Обычно перепады глубин составляют 100—300 м. Отдельные пики достигают высоты до 1000 м. Характерно, что такие пики, как правило, располагаются не в осевой зоне хребта, а несколько смещены на фланги [22]. Между 50 и 52° ю. ш. в сводовой части поднятия прослежено несколько неглубоких и пологих продольных желобов, ни один из которых, однако, не расположен вдоль оси поднятия. Южная часть ВТП также разделена на блоки зонами сбросо-сдвигов запад-северо-западного простираения с такой же морфологией дна, как зоны разломов центральной части. Исключение представляет лишь зона разломов Пасхи, пересекающая северный конец южной части ВТП, между 23° и 28°15' ю. ш. Под этим названием, к сожалению, принято объединять две разные структурные зоны, одна из которых прослеживается вдоль хр. Сала-и-Гомес в северной части Чилийского свода, а другая пересекает ВТП. Батиметрия этого участка дна Тихого океана, показанная на листе 5—11 5-го издания ГЕБКО, исключает возможность такого объединения [34]. В рельефе дна зона разломов Пасхи, пересекающая ВТП, выражена чередованием желобов, хребтов, широких поднятий и пологих депрессий, вытянутых в север-северо-восточном направлении, т. е. вдоль оси ВТП. Ее длина с запад-северо-запада на юг-юго-восток достигает более 1600 км, ширина более 450 км. По выраженности в рельефе дна эта зона разломов Тихого океана несравнима ни с какой другой. Пока еще можно только предполагать о том, как далеко она продолжается на запад-северо-запад, но считать, что зона разломов Пасхи не заканчивается в пределах ВТП заставляет даже самый общий анализ особенностей рельефа дна этого региона. Интересно, что как раз на продолжении ее оси к запад-северо-западу расположен архипелаг Туамоту. Отметки рельефа в пределах этой зоны разломов колеблются от +507 м на о. Пасхи до —4083 м в одной из впадин северо-западной части зоны. Кроме отмеченного о. Пасхи здесь выделяется ряд подвод-

ных гор, расположенных к север-северо-западу и юг-юго-востоку от оси ВТП, которые имеют отметки глубин меньше 1200—1400 м.

К югу от зоны разломов Пасхи в продольном сечении южной части ВТП выделяется по крайней мере 12 блоков длиной от 125 до 520 км, которые ограничены зонами разломов, располагающимися вблизи  $30^{\circ}15'$ ,  $32^{\circ}15'$ ,  $33^{\circ}30'$ ,  $34^{\circ}50'$ ,  $36^{\circ}10'$ ,  $38^{\circ}30'$ ,  $41^{\circ}30'$ ,  $46^{\circ}10'$ ,  $49^{\circ}40'$  (зона разломов Менарда),  $53^{\circ}5'$ ;  $54^{\circ}12'$  и  $55^{\circ}37'$  (зона разломов Хизена).

Строение земной коры южной части ВТП изучалось в присводовой зоне поднятия, в 170 км к востоку от его оси, вблизи  $44^{\circ}35'$  ю. ш. и  $110^{\circ}37'$  з. д. при глубине океана 3070 м [31]. Над поверхностью Мохоровичича с необычно высокой для ВТП  $V=8,46$  км/с прослежен нижний слой коры с  $V=6,79$  км/с, мощностью 6,44 км, над ним второй слой с  $V=5,17$  км/с, мощностью 1,15 км. Мощность первого слоя при  $V=2,15$  км/с составляет 0,24 км. Общая мощность коры здесь достигает 7,83 км. Интересно, что на ближайшем профиле, расположенном в 700 км к восток-северо-востоку, на западном склоне северной части впадины Беллинсгаузена при глубине океана 3790 м мощность нижнего слоя коры с  $V=6,59$  км/с составляет всего 3,23 км, а общая мощность коры лишь 5 км.

Строение земной коры зоны разломов Пасхи изучалось вблизи  $23^{\circ}$  и  $28^{\circ}$  ю. ш., приблизительно в 750 и 500 км к западу и к востоку от осевой части ВТП при одинаковой глубине океана порядка 3080—3090 м [31]. Общая мощность коры составляет 5,23 км к западу и 5,84 км к востоку от ВТП.

Наиболее высокой сейсмичностью отличаются северный и южный отрезки южной части ВТП к северу от  $37^{\circ}$  и к югу от  $48^{\circ}$  ю. ш. Протяженная полоса сгущенных эпицентров мелкофокусных землетрясений пересекает восточный фланг ВТП и прослеживается далее на восток на участке стыка ВТП и Западно-Чилийского хребта, также отличающегося высокой сейсмичностью [37].

Южная и средняя части ВТП — районы классических линейных палеомагнитных аномалий, выделение которых послужило Д. П. Хейтцлеру и др. основой для выводов о «скорости расширения ВТП». Вдоль оси ВТП прослежены нулевые аномалии, соответствующие современным магматическим образованиям. На флангах они сменяются палеомагнитными аномалиями с возрастающими номерами до номера 32 в смежных впадинах на западе и 5—20 на востоке, где предполагается развитие других систем расширяющихся хребтов [8].

С юга ВТП ограничено зоной разломов Элтанин — одной из наиболее крупных зон разломов в восточной части Тихого океана, которая прослеживается с северо-запада на юго-восток примерно от  $46^{\circ}$  ю. ш. и  $152^{\circ}$  з. д. до  $62^{\circ}$  ю. ш. и  $99^{\circ}$  з. д., т. е. на протяжении более 6000 км. Ширина зоны разломов составляет порядка 100 км. В поперечном сечении она состоит из двух узких систем желобов — зоны разломов Хизена на северо-востоке и зоны разломов

Тарп на юго-западе, между которыми расположен узкий горст [34].

Южно-Тихоокеанское поднятие (ЮТП) вытянуто на 5000 км в запад-юго-западном направлении от  $53^{\circ}30'$  ю. ш. и  $137^{\circ}$  з. д. до  $65^{\circ}30'$  ю. ш. и  $180^{\circ}$  з. д. Северное окончание ЮТП расположено более чем в 1500 км северо-западнее южной периклинали ВТП. Ширина ЮТП по изобате 3500 м более 1000 км, ширина сводовой части, оконтуренной изобатой 3000 м, до 400—500 км. С юго-запада оно ограничено окончанием узкого протяженного желоба и расположенными на продолжении его оси широкими пологими депрессиями. Вытянутые в юго-восточном направлении желоб и продолжающие его пологие депрессии прослеживаются более чем на 1300 км между впадиной Симпсона и впадиной Беллинсгаузена. Как отмечает Г. Б. Удинцев, для ЮТП, так же как и для ВТП, характерны пологие холмистые склоны, равномерно поднимающиеся от подножия до гребня. Непрерывность склонов нарушается лишь несколькими сбросовыми уступами или глубокими трещинами. Сводовая часть ЮТП на большем протяжении представлена горстом, ограниченным ступенчатыми сбросами. Средние глубины над гребнем возрастают от 1950—2083 м на юго-западе до 2360—2520 м на северо-востоке. Над поверхностью поднятия воздымаются отдельные горные вершины высотой до 1000 м. Так же как и в пределах ВТП, эти горы расположены обычно не вдоль оси поднятия, а на его склонах.

В продольном сечении ЮТП можно выделить по крайней мере семь блоков длиной от 250 до 1300 км, разделенных желобами северо-западного простирания. Очертания блоков с северо-востока на юго-запад становятся все более изрезанными. В этом же направлении становятся все более широкими и пологими поперечные желоба. Ширина их меняется от 5—10 км в самых северных зонах разломов Тарп и Удинцева до 50 км в юго-западной половине поднятия. Две самых южных системы поперечных желобов, по-видимому, даже не пересекают полностью свод поднятия. В осевой части самого протяженного из южных блоков поднятия, расположенного примерно между  $161$  и  $173^{\circ}$  з. д., прослежены две широкие, пологие продольные депрессии длиной до 350—400 км, шириной 30—80 км, глубиной более 500 м [34].

Из всех зон поперечных дислокаций ЮТП относительно изучена лишь зона разломов Удинцева, продолжающаяся и за пределами поднятия на бортах смежных впадин. В рельефе дна эта зона разломов, как и наиболее протяженные зоны разломов северной части Тихого океана, представлена чередованием узких, длинных и глубоких желобов и хребтов общей шириной до 50—80 км. Максимальная глубина океана в этих желобах превышает 5000 м, их относительная глубина — более 2000 м.

ЮТП сейсмически активно. Эпицентры мелкофокусных землетрясений довольно равномерно распределены вдоль большей части свода поднятия, исключая лишь некоторые блоки в средней ча-

сти. Наибольшее число эпицентров землетрясений отмечено в зонах разломов Удинцева и Элтанин [37].

Подводя итог анализу геологического строения систем линейных поднятий восточной и южной частей Тихого океана, необходимо прежде всего отметить определенную искусственность их объединения в Срединноокеанический хребет (СОХ) или в два поднятия — Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское. Это объединение, начало которому было положено Г. У. Менардом на заре современного этапа изучения Тихого океана, несомненно сыграло свою большую положительную роль. Но в наши дни оно становится помехой для дальнейших исследований. Очевидна некоторая предвзятость рисовки рельефа СОХ на тихоокеанских листах ГЕБКО [34]. Строение и природа изображенных на ней поперечных линейных зон желобов, хребтов и уступов, по традиции называемых и нами «разломами», до проведения комплексных детальных работ в целом ряде случаев остаются проблематичными, а выделенные «блоки» нужно рассматривать лишь как первое приближение. Пока неясно, можно ли считать современное соотношение ВТП и ЮТП и взаимное расположение отдельных звеньев ВТП результатом гигантских сдвиговых деформаций, или это просто разные поднятия, занимающие такое положение с момента их возникновения. Можно ли, например, считать, что ВТП смещено относительно ЮТП на 1500 км по разлому Элтанин?

Слабая изученность рельефа дна и строения земной коры океана оставляет неясным и вопрос о соотношении ВТП с отходящими от него поднятиями северо-западного (Западно-Чилийское и Туамоту) и субширотного простираний (Центрально-Американского). Не вполне ясным остается вопрос о природе вулканизма СОХ и особенно пересыщенных кремнеземом магматических пород о. Пасхи (см. раздел Чилийский свод). От того, какими будут ответы на эти вопросы, во многом зависит решение проблемы геологической природы и истории развития ВТП и ЮТП. Современный облик этих поднятий сформирован вулканизмом и разрывными дислокациями. Детальное изучение рельефа дна отдельных участков срединно-океанических хребтов показало, что они представляют собой пологие линейные возвышенности, расчлененные на части желобами, рифтовыми долинами и уступами, разрывная природа которых в большинстве случаев не вызывает сомнений. Экструзивные холмы и хребты играют здесь, по-видимому, лишь равную, если не подчиненную, роль. Подчиненную роль в современном облике СОХ играют вулканические горы, как правило, располагающиеся не в осевой зоне, а на флангах.

Необходимо отметить очень типичную поперечную асимметрию строения СОХ, ясно проявляющуюся как в рельефе дна, так и в строении земной коры.

Изучение истории геологического развития ВТП и ЮТП затрудняется их современной и весьма недавней тектонической активностью. Все изученные холмы и горы в осевой части и на флангах СОХ сложены, по данным Д. Е. Фишера, Э. Бонатти

и др., плиоценовыми и четвертичными базальтами. Современное развитие разрывных дислокаций устанавливается по эпицентрам мелкофокусных землетрясений, сгущение которых совпадает с соответствующими формами рельефа дна. И, таким образом, можно говорить о преимущественно плиоцен-четвертичном возрасте вулканизма и разрывных нарушений, сформировавших ВТП и ЮТП. Имеющиеся материалы показывают, что большая часть разрывных нарушений СОХ должна быть отнесена к сбросам. Обращает на себя внимание приуроченность эпицентров землетрясений главным образом к поперечным сбросам и раздвигам. Это позволяет предполагать, что продольные разрывные нарушения были более ранними — синвулканическими, а возможно и довулканическими. Осадочные отложения СОХ изучены слишком слабо для каких бы то ни было выводов о вертикальных движениях поднятий. Очень малая мощность осадочных отложений в осевых частях СОХ, а часто и полное их отсутствие подтверждают вывод о молодости вулканизма.

По имеющимся данным, образование СОХ можно связывать с линейным мантийным диапиризмом. Делать более обстоятельные выводы о геологической природе и тектонической позиции СОХ нельзя без анализа строения и эволюции земной коры океана в целом.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Изучение рельефа, осадков и горных пород дна океана позволило выделить в его пределах основные положительные и отрицательные структурные элементы земной коры, установить положение главных линейных дислокаций, предположительно связываемых с разрывными нарушениями. Изрезанность дна, значительные перепады рельефа, в ряде случаев максимальные из известных на Земле, большое разнообразие форм рельефа и вещественный состав верхней части земной коры свидетельствуют о широком развитии мощных эндогенных процессов, среди которых ведущая роль принадлежит вулканизму.

Материалы геофизических исследований дали возможность составить определенные представления о внутреннем строении земной коры океана, условно ограниченной снизу поверхностью Мохоровичича.

Результаты исследований показывают, что глубина залегания подошвы земной коры с граничной скоростью продольных сейсмических волн, обычно равной 7,8—9 км/с, изменяется в пределах ложа Тихого океана от 6—8 до 20—40 км (рис. 16). Наименьшие глубины отмечены в северо-восточной части океана, вблизи от побережья Северной Америки, и на ВТП. Малой глубиной до поверхности М, не превышающей 10 км, отличаются также некоторые участки на западе и в центральной части Северо-Восточной

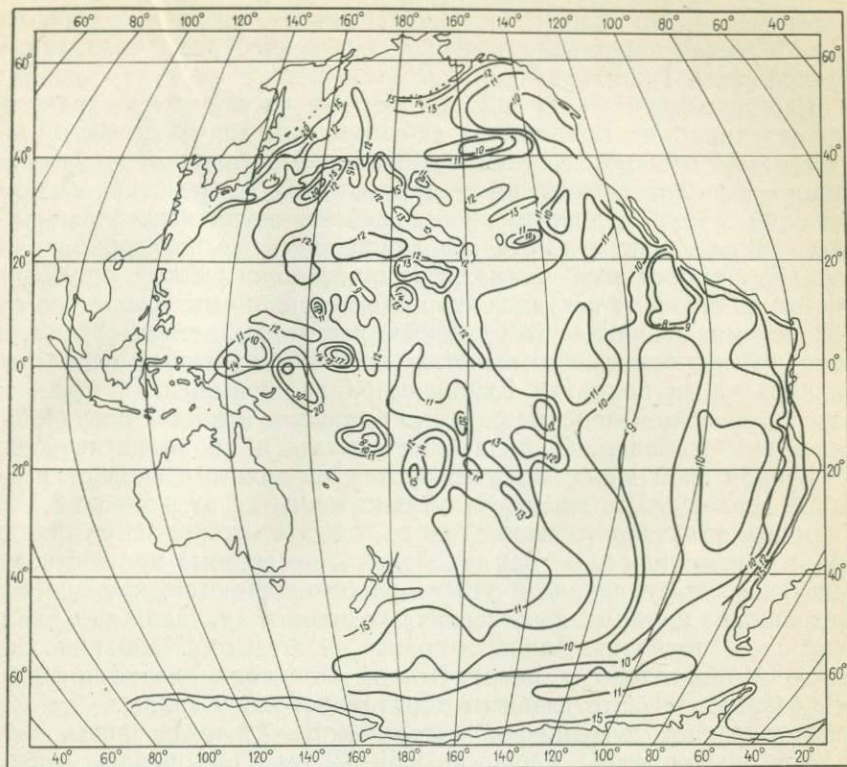


Рис. 16. Схема изоглубин поверхности Мохоровичича Тихого океана. Составили А. П. Милашин, В. И. Головинский, О. Г. Постоногова

котловины, в котловинах, обрамляющих ВТП с востока, в Восточно-Каролинской котловине и северо-западной части Центральной котловины. Интересно, что такие же минимальные глубины до поверхности М отмечены за пределами ложа в Западно-Марианской и Филиппинской котловинах и на Северо-Фиджийском плато. Наибольшие глубины до поверхности М, около 20 км и более, зарегистрированы на поднятиях Капингамаранги, Эниветок, Манихики, Шатского, Хесса, Гавайском своде и в Северо-Меланезийской котловине (к северу от поднятия Науру). Близкие значения, порядка 15 км, получены на поднятиях Эаурипик, южной части Императорских гор, на поднятии в северной части Центральной котловины, в Самоанской впадине и на краевых валах Японского, Курило-Камчатского, Алеутского, Центрально-Американского и Церуанского желобов. Значительная глубина залегания поверхности М, порядка 12—13 км, отмечена на поднятиях Императорских гор, Ратак (Маршалловы острова), Уэйк-Неккер, Лайн, в северо-западной части Полинезийского свода и на Маркизском поднятии, в Южно-Гавайской впадине и на некоторых участках северной

части Северо-Восточной котловины. Такое положение поверхности М может предполагаться еще для целого ряда поднятий западной части Тихого океана.

Самый верхний — первый слой земной коры океана характеризуется скоростью продольных сейсмических волн 1,5—3,0 км/с и мощностью обычно от нуля до 1,2 км. Это осадочные отложения, мощность и литологический состав которых изучены при бурении скважин, отборах донных проб и сейсмических исследованиях и часто определяются не столько движениями земной коры океана, сколько изменениями климата Земли, биологической продуктивности поверхностных вод, скоростью придонных течений и особенностями развития материковых источников сноса. Необычно высокой скоростью и мощностью отличается первый слой центральной части поднятия Капингамаранги, повышенная мощность первого слоя отмечена на равнине Каскадия и во впадине Мендосино-Меррей Северо-Восточной котловины и на поднятии Хесса.

Второй слой коры характеризуется граничными скоростями от 3,0 до 6,4 км/с. Его мощность обычно меняется от нуля до 3,5 км. Типичны для второго слоя Тихого океана скорости от 3,6 до 6,2 км/с и мощности от 0,2 до 2,3 км. Повышенные мощности второго слоя, достигающие 6—13 км, прослеживаются, как правило, на наиболее крупных дочетвертичных поднятиях, таких как Гавайский свод, поднятия Капингамаранги, Шатского, Манихики, Эниветок (Маршалловы острова). Второй слой ложа океана представлен базальтами. Это главным образом потоки и силлы.

Третий слой с граничной скоростью 6—7,2 км/с, чаще — 6,4—7 км/с, обычно имеет мощность 2,5—6,2 км. Повышенные мощности третьего слоя (до 7—11 км) отмечены на Гавайском своде и поднятиях Шатского, Эаурипик, Науру, в блоке Теуантепек-Сикейрос ВТП, к юго-западу от островов Тубуаи, в Чилийской и Самоанской впадинах, на Алеутской равнине Северо-Восточной котловины. Чрезвычайно высокой мощности (15—21 км) третий слой достигает на поднятии Капингамаранги.

Четвертый слой с типичной граничной скоростью 7,1—7,9 км/с [7] обычно имеет мощность 1—5,3 км. Повышенной мощностью четвертичного слоя, до 7,5—15 км, отличаются поднятия Капингамаранги, Шатского, Хесса, Манихики, Гавайский свод и отдельные участки Перуанской впадины.

Нижние — третий и четвертый — слои земной коры океана, видимо, представлены главным образом метаморфическими породами. И. П. Косминская и Н. И. Павленкова считают, что они сложены метабазами с возрастающей степенью метаморфизма с глубиной. Г. Б. Рудник, Е. Н. Меланхолина, Д. И. Кудрявцев и другие исследователи, судя по вещественному составу океанской коры в зонах разломов Тихого океана, считают, что, несмотря на разнообразие петрографических типов пород (обычно габброидов), все они имеют состав, соответствующий океаническим толеитам. В нижнем слое коры разлома Кларион были встречены апоперидотитовые серпентиниты. В ряде случаев отмечены признаки зна-

чительных многоступенчатых деформаций. Очень важны данные о том, что метаморфизм океанических базитов, как правило, не превышает амфиболитовой фации. Нижняя часть разреза земной коры Тихого океана, по-видимому, формировалась в гетерогенных условиях; во всяком случае для ряда участков океана это были условия высокой подвижности.

Сведения о строении консолидированной коры океана, полученные в результате использования геофизических методов и с помощью прямого изучения вещественного состава, свидетельствуют о ее значительной неоднородности. В последние годы появляется все больше данных о развитии в пределах Тихого океана наряду с преобладающими базальтоидами и кислых эффузивных и интрузивных образований, которые встречаются не только в зонах обрамлений и крупных глубинных разломов, но и в центральной части [15].

Сопоставление физических характеристик, вещественного состава и истории образования земной коры Тихого океана и окружающих его континентов приводит к выводу о том, что нижней части разреза земной коры материков (базальтовому слою, слою габбро) соответствуют третий и четвертый слои коры океана. Верхняя часть консолидированной земной коры материков (гранито-метаморфический слой) как будто не имеет аналогов в океане. Второй слой океана вместе с первым соответствует осадочному чехлу материковых платформ [13].

Несмотря на слабую изученность океана, можно сделать некоторые, в ряде случаев предположительные выводы об истории его геологического развития, главные из которых сводятся к следующим.

1. Ложе океана, по-видимому с верхней юры или даже с более раннего времени, служит ареной развития процессов базальтового вулканизма. Предположительно верхнеюрские базальты развиты в Северо-Западной котловине, четвертичные и современные вулканические образования — на островах Гавайи, Гваделупа, Кларифон, Самоа, Рапа, Бас, Питкерн, Галапагосских, Хуан Фернандес и др.

2. Вулканизм развивался не одновременно на всей площади океана, мигрируя от наиболее погруженных ныне частей впадин к их бортам, от впадин к поднятиям и вдоль отдельных систем поднятий.

3. Самые ранние проявления вулканизма, как правило, отмечены трещинными излияниями однородных толеитов. В процессе развития они сменялись дифференцированными переходными разновидностями от толеитовых к щелочным лавам, а затем пикритами и, наконец, щелочными базальтами со все большим содержанием щелочей. Для заключительных фаз вулканизма многих районов характерны трахиты (поднятие Хесса, Полинезийский свод и др.).

4. Мощные толщи базальтовых лав скрыли от непосредственного наблюдения гетерогенную по составу и испытавшую на разных участках различную историю развития земную кору ложа океана.

5. Вулканизм не только скрыл под мощным покровом базальтов самые различные образования геологического прошлого, но и привел к изменению мощностей, химического состава и физических свойств земной коры в целом и основных ее слоев. Результаты таких процессов прослежены, например, в центрально-экваториальной части Тихого океана.

6. Соотношения вулканизма и движений земной коры в общем виде представляются следующими. Поднятие к поверхности магматических расплавов, сопровождающееся мощным тепловым потоком, приводит на ранних стадиях вулканизма к смене характерных для ложа океана погружений восходящими движениями. Этот процесс общего воздымания океанического дна усиливается с ростом положительных структурных элементов за счет накопления мощных толщ лав и других продуктов извержений, образующих вулканические хребты и отдельные горы на общем воздымающемся цоколе. Базальты последних фаз вулканизма изливаются на уже относительно поднятые участки, которые после окончания вулканизма начинают интенсивно погружаться. Обстановка растяжения земной коры, в которой развивается вулканизм ранних стадий, сменяется обстановкой сжатия (центральные вулканы), а затем — снова растяжением. Обе фазы растяжения различны по своей природе. Первая связана с разогревом и поднятием коры, вторая — с охлаждением и погружением. Процесс погружения, естественно, сопровождается увеличением площади погружающегося участка, что, в свою очередь, приводит к миграции разрывов и вулканизма от центра к периферии погружающегося участка. Такое расширение области погружения, как правило, бывает асимметричным, т. е. распространяется главным образом в одну сторону.

7. Главные из выделяемых структурных форм земной коры Тихого океана, по-видимому, прямо связаны с различными проявлениями вулканизма. Анализ строения земной коры впадин приводит к выводу о том, что излияния базальтов происходили здесь по густой сети мелких трещин. Поднятия океанического ложа, разделяющие впадины, формировались в результате внедрений и излияний больших объемов магм на ограниченном пространстве. Наиболее типичными примерами таких поднятий могут служить Гавайский хребет, Императорские горы и островная система Лайн. Вероятно, цепи вулканических гор образовались в результате подъема магмы по крупным трещинам в земной коре, образующим зоны глубинных разломов.

8. В структуре и истории развития земной коры Тихого океана можно выделить зоны высокой подвижности и повышенной проницаемости литосферы — подвижные пояса. В соответствии с определением, приведенным в Геологическом словаре (1978 г.), подвижные пояса — это весьма крупные элементы тектоносферы, протягивающиеся внутри материка, обрамляющие океаны или располагающиеся внутри океанов.

С момента заложения подвижных поясов их развитие определяется большей или меньшей интенсивностью восходящих и нисходящих смещений. При интенсивных восходящих смещениях осадконакопление за счет сноса с поднятий в той или иной степени компенсирует увеличение глубины и площади впадин. Это дает начало континентальной ветви развития подвижных поясов. Значительное преобладание нисходящих смещений приводит к тому, что рост впадин не компенсируется осадконакоплением. Так развиваются океанические подвижные пояса. Различные соотношения между скоростями разрастания впадин и осадконакопления могут дать начало теоретически бесконечному ряду образований, переходных между этими двумя главными типами подвижных поясов.

Следует сразу же отметить, что принятая терминология — сугубо условна и представляет собой не более чем дань традиции сложившимся на сегодня понятиям. Те подвижные пояса, которые мы называем континентальными, обычно, не типичны для континентов. Они, как правило, располагаются или по краям континентальных массивов, или между ними, и в Тихом океане занимают приокеаническую часть подводной окраины континентов. Это лишь раз подчеркивает единство литосферы Земли, определенную искусственность разделения земной коры на континентальную (материковую) и океаническую.

Подвижные пояса с интенсивными восходящими движениями и образованием мощного осадочного чехла могут проходить весь цикл геосинклинального развития в результате чего образуются складчатые области. Не отвергая возможности пластических деформаций любых горных пород в соответствующих условиях, необходимо подчеркнуть, что образование складчатых областей практически невозможно без накопления мощных толщ осадков. В частности, как отмечают многие исследователи, лишь для осадочных толщ характерны типичные в складчатых областях деформации, сопровождающиеся образованием непрерывно сменяющих друг друга, равномерно развитых линейных, ориентированных складок.

Таким образом, при интенсивных восходящих смещениях развиваются континентальные подвижные пояса, характерные в Тихом океане для его окраины, в пределах которых образуются геосинклинальные складчатые области.

Исследования последних десятилетий показали, что континентальный путь развития подвижных поясов — не единственный, что подвижные пояса океанов отличаются от геосинклинальных областей целым рядом особенностей. Это привело геологов, изучающих океаны, к идее выделения срединных океанических поднятий в виде самостоятельной структурной категории земной коры, к выделению особого георифтогенального процесса, сопоставимого с геосинклинальным.

Главная особенность геологического строения океанических подвижных поясов состоит в отсутствии или весьма незначительной мощности осадочных отложений. Этот признак позволяет вы-

делить океанические подвижные пояса в особую группу структур земной коры; он в значительной степени определяет и особенности эволюции этих мобильных образований. Вероятно, с отсутствием мощного осадочного чехла связаны и главные особенности тектоники и магматизма срединно-океанических поднятий — наиболее ярко выраженных структур подвижных поясов океанов — такие, как отсутствие гранитно-метаморфического слоя, преобладание недифференцированных толеитовых и слабодифференцированных щелочных базальтов, практическое отсутствие гранитоидного магматизма. В пределах срединно-океанических поднятий пока не установлены хотя бы более или менее равномерно развитые пликативные дислокации.

Как отмечают Т. И. Фролова и другие исследователи, образование гранитно-метаморфического слоя и проявления гранитоидного магматизма требуют, с одной стороны, погружения верхних слоев земной коры на значительные глубины, в область развития процессов регионального метаморфизма, с другой — накопления мощной осадочной толщи, что происходит лишь в условиях значительного погружения, компенсируемого осадконакоплением и неосуществимо в процессе эволюции подвижных поясов океанов.

Сравнительный анализ базальтовых серий океанов показывает, что состав базальтовой магмы определяется глубиной ее выплавки из пород мантии. Образование хорошо дифференцированных базальтов вулканических серий, по мнению Л. Л. Перчука и Т. И. Фроловой, становится возможным лишь при достаточно мощной твердой оболочке Земли, когда глубинные расплавы могут дифференцироваться в промежуточных камерах. Наиболее вероятной прямой и косвенной (через образование гранитно-метаморфического слоя) причиной увеличения мощности земной коры в подвижных поясах также представляется накопление осадочных толщ, и, значит, преобладание в пределах подвижных поясов океанов недифференцированных и слабодифференцированных базальтов можно также связывать с отсутствием достаточно мощного осадочного чехла. С этим же, по-видимому, связано и отсутствие в изученных частях срединно-океанических поднятий равномерно развитых, упорядоченных пликативных дислокаций.

Таким образом, при преобладании погружений, решающая роль которых в эволюции земной коры океанов отмечается как советскими, так и зарубежными тектонистами, образуются океанические подвижные пояса, заключительные стадии развития которых характеризуются формированием срединно-океанических или внутриокеанических поднятий, обрамленных глубоководными океаническими котловинами.

Идеальный цикл развития океанических подвижных поясов можно представить в следующем виде. В условиях обширного сводового поднятия, подвергающегося растяжению и разделению на блоки, земная кора становится тонкой и проницаемой для глубинных расплавов. Это создает благоприятную обстановку для приближения к поверхности разогретого мантийного вещества, кото-

рое подплавляет и обрушивает свод. Образующиеся грабены еще более облегчают пути глубинным расплавам, что приводит к их углублению, расширению и развитию океанических впадин. В условиях океанических подвижных поясов, когда погружение и расширение впадин не сопровождаются накоплением толщ осадочных образований, центральные части впадин постепенно остывают, становятся менее подвижными. Фронт разломообразования и вулканизма смещается к их бортам и мигрирует вместе с разрастанием впадин от центра к периферии, образуя межвпадинные внутриокеанические поднятия, которые сами могут стать подвергающимися растяжению обширными сводами.

9. Различия структурных форм и проявлений магматизма океанов и материков, по-видимому, в значительной степени связаны с разной толщиной литосферы. В результате одинаковая энергия подкоровых процессов в одном случае будет достаточной для прорыва магматических расплавов на поверхность, а в другом (при мощной литосфере) приведет к внедрению интрузий, в одних условиях не вызовет существенных изменений химических и физических свойств литосферы, в других станет причиной значительных преобразований коры; при тонкой литосфере приведет к быстрому выделению энергии глубин, при мощной — к накоплению энергии и последующим более мощным процессам.

10. Для последнего этапа геологического развития Тихого океана характерно преобладание вулканизма при относительно слабом развитии других эндогенных процессов. На фоне относительного ослабления эндогенных процессов особенно ярко проявляются погружения протяженных и широких линейных поднятий, в основной своей части скрытых под водами океана, под весом мощных толщ вулканитов и синхронных им интрузивных образований, и затягивание в прогибы прилегающей земной коры. На западной окраине Тихого океана результаты таких погружений можно видеть на примере островных дуг, на восточной — аналогичное погружение с одновременным образованием узких зон прогибания (глубоководных желобов) испытывают прибрежные вулканические хребты Америки.

С процессами растяжения и погружения земной коры, по-видимому, связано и образование систем субширотных сбросовых уступов в восточной части Тихого океана, известных под названием «трансформных разломов», и других поперечных разрывных нарушений Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского поднятий.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М., Наука, 1979.
2. *Вуллард Д.* Соотношения земной коры и мантии в области Гавайских островов. — В кн.: *Окраины континентов и островные дуги.* М., 1970, с. 237—248.
3. *Гайнанов А. Г.* Гравиметрические исследования земной коры океанов. М., Изд-во МГУ, 1980.
4. *Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк/И. К. Туезов, А. Я. Ильев, В. Ф. Остапенко и др.* — Сов. геология, 1979, № 4, с. 85—93.
5. *Гравиметрическая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса.* Гл. редакторы Л. И. Красный, В. В. Федынский. М., Изд. Мингео СССР, 1978.
6. *Деменицкая Р. М., Городницкий А. М., Каминский В. Д., Литвинов Э. Д.* Подводные горы. Л., Недра, 1978.
7. *Зверев С. М., Капустян Н. К.* Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М., Наука, 1980.
8. *Карасик А. М., Десимон А. П., Позднякова Р. А., Сочеванова Н. А.* Палеомагнитные аномалии Мирового океана. — В кн.: *Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры.* Киев, 1981.
9. *Козан Л. И., Зоненшайн Л. П., Шмидт О. А.* Тектоническое строение возвышенности Хесса в Тихом океане (по данным ГСП-МОВ). — Геотектоника, 1982, № 3, с. 15—31.
10. *Крашенинников В. А.* Мезозойские отложения акватории Тихого океана. — В кн.: *Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, т. 1.* Л., 1978, с. 164—248.
11. *Кунин Н. Я., Семенова Г. И.* Районирование земной коры ложа Тихого океана. — Докл. АН СССР, сер. геол., 1982, 265, № 3, с. 582—596.
12. *Леонтьев О. К.* Структурно-геоморфологический анализ дна Мирового океана. — В кн.: *Уровень, берега и дно океана.* М., 1978, с. 61—104.
13. *Макаренко Г. Ф.* Базальтовые поля Земли. М., Недра, 1978.
14. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., Мир, 1966.
15. *Находка плагиогнейса в центральной части Тихого океана/О. Д. Корсаков, В. И. Головинский, Н. А. Куренцова и др.* — Докл. АН СССР, сер. геол., 1983, 270, № 6, с. 1420—1429.
16. *Непрочнов Ю. П.* 21 рейс НИС «Дмитрий Менделеев», 26 авг.—14 дек. 1978 г. — Океанология, 1979, т. 19, № 3, с. 536—539.
17. *Непрочнов Ю. П., Седов В. В., Мерклин Л. Р.* Строение и скоростная характеристика фундамента поднятий Шатского и Хесса. — В кн.: *Геология морей и океанов. Т. 1.* М., 1982.
18. *Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н.* Тектоника северо-запада Тихого океана. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 5—18.
19. *Семенов Г. А., Гайнанов А. Г.* Глубинное сейсмическое зондирование методом преломленных волн и структура земной коры в области Тихого океана. — В кн.: *Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана.* М., 1974, с. 9—36.
20. *Соловьева И. А.* Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 27—48.
21. *Строение осадочного чехла и акустического фундамента по данным НСП/А. Ф. Береснев, Г. Б. Удинцев, Ю. П. Морозов и др.* — В кн.: *Строение дна Охотского моря.* М., 1981, с. 19—46.
22. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972.

23. Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан—континент.—Геотектоника, 1980, № 2, с. 13—26.
24. Шолл Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана.—В кн.: Геология континентальных окраин, т. 2. М., 1978, с. 192—206.
25. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973.
26. Barr S. M., Chase R. L. Geology of the northern end of Juan de Fuca ridge sea-floor spreading.—Canadian Jour. of Earth Sci., 1974, v. 11, No 10, p. 1384—1406.
27. Carlson R. L., Christensen N. I., Moore R. P. Anomalous crustal structures in ocean basins: continental fragments and oceanic plateaus.—Earth and Planetary Science Letters, 1980, v. 51, p. 171—180.
28. Crustal structure of the Philippine Sea/S. Murauchi, N. Den, S. Asano et al.—J. Geoph. Res., 1968, v. 73, No 10, p. 3143—3171.
29. Evolution of oceanic crust. 1. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data/B. R. Rosendahl, R. W. Raitt, L. W. Dorman et al.—J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 29, p. 5294—5304.
30. Fisher R. Middle America Trench: Topography and structure.—Bull. Geol. Soc. Am., 1961, 172, No. 5.
31. Fujimoto H. Processing of gravity data at sea and their geophysical interpretation in the region of the Western Pacific.—Bull. of the Ocean research institute University of Tokyo, 1976, No. 8, p. 1—81.
32. Furumoto A. S., Wiebenga W. A., Webb J. P., Sutton G. H. Crustal structure of the Hawaiian archipelago northern Melanesia and the Central Pacific basin by seismic refraction methods.—Tectonophysics, 1973, v. 20, Nos. 1—4, p. 153—164.
33. Furumoto A. S., Webb J. P., Odegard M. E. and Husson D. M. Seismic studies on the Ontong Java Plateau.—Tectonophysics, 1976, v. 34, No. 1/2, p. 71—90.
34. General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBKO), 5th Edition. Ottawa, Ontario, Canada, 1982.
35. Geological and Geophysical studies of the Canton Trough Region/B. R. Rosendahl, R. Moberly, A. J. Halunen et al. J. Geoph. Res., 1975, v. 80, No. 17, p. 25—65—2574.
36. Hamilton E. L. Marine of the Aleutian abyssal plain.—Mar. Geol., 1973, No. 14, p. 295—325.
37. Heezen B. C., Fornari D. J. Geological map of the Pacific ocean.—In Andrews, J. E., Packham G., et al., Init. Rept. DSDP, 30, Washington, 1975.
38. Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman J. M. Mesozoic seafloor spreading in the North Pacific.—In Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin. Geophys. Monogr. 19, p. 205—226, Washington, 1976.
39. Hussong D. M., Wiperman L. W., Kroenke L. M. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus.—J. Geoph. Res., 1979, v. 84, No. B11, p. 6003—6010.
40. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 5—67, Washington, 1970—1982.
41. Larson R. L. and Hilde T. W. C. A revised time scale of magnetic reversals for the early Cretaceous and late Jurassic.—J. Geoph. Res., 1975, v. 83, p. 2586—2597.
42. Raitt R. W. Seismic-refraction studies of the Pacific ocean basin.—Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, No. 12.
43. Sediments and Structure of the Eauripik—New Guinea Rise/N. Den, W. J. Ludwig, S. Murauchi et al.—J. Geoph. Res., 1971, v. 76, No. 20, p. 4711—4723.
44. Seismic-Refraction Measurements in the Northwest Pacific Basin/N. Den, W. J. Ludwig, S. Murauchi et al.—J. Geoph. Res., 1969, v. 74, No. 6, p. 1421—1434.

45. *Shor G. G., Dehlinger P., Kirk H. K. and French W. S.* Seismic refraction studies of Oregon and Northern California.—*J. Geoph. Res.*, 1968, v. 73, No. 6, p. 2175—2194.

46. *Shor G. G., Kirk H. K. and Menard H. W.* Crustal structure of the Melanesian Area.—*J. Geoph. Res.*, 1971, v. 76, No. 11, p. 2564—2586.

47. *Tamaki K., Joshima M., Larson R. L.* Remanent early cretaceous spreading center in the Central Pacific basin.—*J. Geoph. Res.*, 1979, No. 9, p. 4501—4510.

48. *Winterer E. L., Lonsdale P. F., Matthews J. L. and Rosendahl B. R.* Structure and acoustic stratigraphy of the Manihiki plateau.—*Deep-Sea Research*, 1974, v. 21, p. 793—814.

49. *Wollard G., Strange W.* Gravity anomalies and the crust of the earth in the Pacific Basin.—*Amer. Geoph. Union, Geoph. Monogr.*, 1962, No. 6.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
Некоторые черты геологического строения материковых окраин Тихого океана . . . . .	16
Окраинные моря . . . . .	16
Островные дуги . . . . .	36
Структурные элементы ложа Тихого океана . . . . .	49
Северо-Западная котловина . . . . .	49
Восточно-Марианская котловина . . . . .	73
Западно-экваториальная часть Тихого океана . . . . .	77
Центральная котловина . . . . .	92
Северо-Восточная котловина . . . . .	107
Гавайский свод и поднятие Хесса . . . . .	143
Полинезийский свод . . . . .	150
Южная котловина . . . . .	155
Впадина Беллинсгаузена . . . . .	159
Чилийский свод . . . . .	161
Чилийская впадина . . . . .	163
Перуанская впадина . . . . .	164
Центрально-Американское поднятие . . . . .	168
Панамская впадина . . . . .	170
Гватемальская впадина . . . . .	173
Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия . . . . .	174
Основные черты строения и формирования земной коры Тихого океана . . . . .	188
Список литературы . . . . .	196

В. И. ГОЛОВИНСКИЙ  
ТЕКТОНИКА ТИХОГО ОКЕАНА

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*  
Обложка художника *В. У. Полякова*  
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*  
Технический редактор *А. В. Трофимов*  
Корректор *Л. В. Павлова*

ИБ-5375

---

Сдано в набор 22.10.84. Подписано в печать 26.02.85. Т-07212. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 12,5.  
Усл. кр.-отт. 12,75. Уч.-изд. л. 14,0. Тираж 1650 экз. Заказ 1269/9300-1 Цена 2 р. 20 к.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

2 сч 2

2р20к.

4662

103

7

НЕДРА